

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉVALUATION DE LA VARIABILITÉ INTERNE ET DES EFFETS RELIÉS À LA
TAILLE DU DOMAINE D'INTÉGRATION DU MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN
DU CLIMAT SUR LA RÉGION NORD ATLANTIQUE EN UTILISANT
L'APPROCHE DE L'EXPÉRIENCE DU GRAND-FRÈRE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
MAJA RAPAIĆ

JANVIER 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

EVALUATION OF THE INTERNAL VARIABILITY AND ESTIMATION OF THE
DOWNSCALING ABILITY OF THE CANADIAN REGIONAL CLIMATE MODEL
FOR DIFFERENT DOMAIN SIZES OVER THE NORTH ATLANTIC REGION
USING THE BIG-BROTHER EXPERIMENTAL APPROACH

DISSERTATION
PRESENTED IN PARTIAL FULLFILMENT
OF THE REQUIREMENTS
FOR THE MASTER'S DEGREE IN ATMOSPHERIC SCIENCES

BY
MAJA RAPAIĆ

JANUARY 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement n°8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens particulièrement à remercier mon directeur de recherche, M. René Laprise, pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser ce projet. Je le remercie également pour la confiance qu'il m'a accordée et pour tous les conseils et suggestions qui ont guidé mon activité scientifique. Je remercie M. Martin Leduc et M. Leo Separovic pour les discussions scientifiques reliées à ce sujet et, particulièrement, pour l'appui d'apprendre rapidement les outils et logiciels informatiques nécessaires. Finalement, un grand merci à ma famille et mes amis qui m'ont encouragée et donné le soutien moral.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES ACRONYMES.....	x
LISTE DES SYMBOLES	xii
RÉSUMÉ	xiv
ABSTRACT	xv
INTRODUCTION	I
CHAPITRE I	
ÉVALUATION DE LA VARIABILITÉ INTERNE ET DES EFFETS RELIÉS À LA	
TAILLE DU DOMAINE D'INTÉGRATION DU MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN DU	
CLIMAT SUR LA RÉGION NORD ATLANTIQUE EN UTILISANT L'APPROCHE DE	
L'EXPÉRIENCE DU GRAND-FRÈRE	14
1. Introduction	15
2. Description of the model and experimental set-up	19
2.1. Experimental framework	19
2.2. Statistical analysis	21
3. Analysis of the results	26
3.1. Comparison of the Little-Brother simulations with the Big-Brother reference	26
3.1.1. Spatial correlation.....	26
3.1.2. Ensemble-averaged relative difference between small-scale transient-eddy components of members in the ensembles and the Big-Brother	30
3.1.3. Ensemble-averaged temporal correlation and transient-eddy variance ratio.....	31
3.1.4. Taylor diagrams.....	32
3.2. Study of the Internal Variability.....	34
3.2.1. Temporal evolution of the internal variability	34
3.2.2. Horizontal distribution of the internal variability.....	36
3.2.3. Vertical distribution of the internal variability	37

4. Conclusions	38
APPENDICE A: Transient-eddy variance ratio between ensemble members over two LB domains and the BB simulation	43
APPENDICE B: Internal variability as a function of an ensemble size.....	48
FIGURES	53
CONCLUSION	86
5. References	89

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure B 1 Time-averaged grid-averaged internal variability of the 850hPa geopotential height over 106 by 106 (upper panel) and 190 by 190 (lower panel) grid-points LB domain calculated for ten 2-member ensembles, four 5-member ensembles, two 10-member ensembles, one 15-member and one 20-member ensemble	49
Figure B 2 Time-averaged ensemble variance of the 850hPa geopotential height for ten different two-member ensembles over 106 by 106 grid-points domain	50
Figure B 3 Time-averaged ensemble variance of the 850hPa geopotential height for ten different two-member ensembles over 190 by 190 grid-points domain	51
Figure B 4 Time-averaged 850hPa geopotential height ensemble variance for 10-, 15- and 20-member ensembles over the LB domains of 106 by 106 grid-points (upper panels) and 190 by 190 grid-points (lower panels)	52
Figure 1 Simulation domains of BB (250 by 250 grid-points) and LBs (190 by 190 & 106 by 106 grid-points) with the evaluation zone of 74 by 74 grid-points	54
Figure 2 Large-scale stationary component of the geopotential height at 850hPa level simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	55
Figure 3 Small-scale stationary component of the geopotential height at 850hPa level simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	56
Figure 4 Large-scale transient-eddy component of the geopotential height at 850hPa level simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	57
Figure 5 Small-scale transient-eddy component of the geopotential height at 850hPa level simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	58
Figure 6 Large-scale stationary component of the precipitation rate simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	59
Figure 7 Small-scale stationary component of the precipitation rate simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	60
Figure 8 Large-scale transient-eddy component of the precipitation rate simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	61

Figure 9 Small-scale transient-eddy component of the precipitation rate simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	62
Figure 10 Large-scale stationary component of the kinetic energy at 500hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	63
Figure 11 Small-scale stationary component of the kinetic energy at 500hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	64
Figure 12 Large-scale transient-eddy component of the kinetic energy at 500hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	65
Figure 13 Small-scale transient-eddy component of the kinetic energy at 500hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	66
Figure 14 Large-scale stationary component of the kinetic energy at 925hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	67
Figure 15 Small-scale stationary component of the kinetic energy at 925hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	68
Figure 16 Large-scale transient-eddy component of the kinetic energy at 925hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	69
Figure 17 Small-scale transient-eddy component of the kinetic energy at 925hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)	70
Figure 18 Ensemble-averaged relative difference between LBs and BB for the transient-eddy small-scale component of a) kinetic energy field at 500hPa, b) kinetic energy field at 925 hPa, c) mean sea level pressure, d) precipitation rate and e) relative humidity field at 700hPa.....	71
Figure 19 Ensemble-averaged transient-eddy variance ratio of the kinetic energy (upper panel) and relative humidity (lower panel) as a function of the pressure level and the domain size, for small- and for large-scale features	72
Figure 20 Ensemble-averaged time-correlation coefficient of the kinetic energy (upper panel) and relative humidity (lower panel) as a function of the pressure level and the domain size, for small- and for large-scale features	73
Figure 21 Taylor diagrams for the large-scale stationary component of a) kinetic energy at 500hPa and b) at 925hPa, c) geopotential height at 850hPa, d) temperature at 850hPa, e) relative humidity at 700hPa and f) precipitation rate	74

Figure 22 Taylor diagrams for the small-scale stationary component of a) kinetic energy at 500hPa and b) at 925hPa, c) geopotential height at 850hPa, d) temperature at 850hPa, e) relative humidity at 700hPa and f) precipitation rate	75
Figure 23 Taylor diagrams for the large-scale transient-eddy component of a) kinetic energy at 500hPa and b) at 925hPa, c) geopotential height at 850hPa, d) temperature at 850hPa, e) relative humidity at 700hPa and f) precipitation rate	76
Figure 24 Taylor diagrams for the small-scale transient-eddy component of a) kinetic energy at 500hPa and b) at 925hPa, c) geopotential height at 850hPa, d) temperature at 850hPa, e) relative humidity at 700hPa and f) precipitation rate	77
Figure 25 Transient-eddy small-scale component of the kinetic energy field at 500hPa level (upper row) and the precipitation rate (lower row) obtained by BB and by ensemble of simulations over the LB domains	78
Figure 26 Space-averaged ensemble variance normalized with respect to BB for the large- and small-scale components of the mean sea level pressure (upper row) and of the precipitation rate (lower row) simulated over LB domains of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid-points (right panels)	79
Figure 27 Space-averaged ensemble variance normalized with respect to BB for the large-scale (upper row) and small-scale component (lower row) of the kinetic energy field at different pressure levels simulated over LB domains of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid-points (right panels)	80
Figure 28 Space-averaged ensemble variance normalized with respect to BB for the large-scale (upper row) and small-scale component (lower row) of the relative humidity field at different pressure levels simulated over LB domains of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid-points (right panels)	81
Figure 29 Space-averaged ensemble variance normalized with respect to BB for the large-scale (upper row) and small-scale component (lower row) of the temperature field at different pressure levels simulated over LB domains of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid-points (right panels)	82
Figure 30 Ensemble variance of the small-scale component of a) kinetic energy at 500hPa (J/kg^2), b) kinetic energy at 925hPa (J/kg^2) and c) precipitation rate (mm/day^2) over the LB domain of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid points (right panels)	83
Figure 31 Ensemble variance normalized with respect to BB as a function of the pressure level for small- and large-scale features of the geopotential height (PHI), temperature (TEMP), kinetic energy (KE) and relative humidity field (RHUM) calculated for the LB of 106 by 106 grid-points (D106) and of 190 by 190 grid-points (D190)	84

LISTE DES TABLEAUX

Table	Page
Table A 1 Transient-eddy variance ratio of the 850hPa geopotential height between each ensemble member and the BB simulation for both domain sizes and for large- and small-scales.....	44
Table A 2 Transient-eddy variance ratio of the precipitation rate field between each ensemble member and the BB simulation for both domain sizes and for large- and small-scales	45
Table A 3 Transient-eddy variance ratio of the 500hPa kinetic energy field between each ensemble member and the BB simulation for both domain sizes and for large- and small-scales.....	46
Table A 4 Transient-eddy variance ratio of the 925hPa kinetic energy field between each ensemble member and the BB simulation for both domain sizes and for large- and small-scales.....	47

LISTE DES ACRONYMES

BB	Big Brother
BBE	Big Brother Experiment
BBF	Big-Brother Filtered
CGCM	Canadian General Circulation Model
CFL	Conditions aux Frontières Latérales
CI	Conditions Initiales
CRCM	Canadian Regional Climate Model
DCT	Discrete Cosine Transform
EGF	Expérience Grand Frère
EZ	Evaluation Zone
FBB	Filtered Big Brother
GCM	Global Climate Model
GF	Grand Frère
IC	Initial Conditions
IV	Internal Variability
<i>ke</i>	Kinetic Energy
LAM	Limited Area Model
LB	Little Brother
LBC	Lateral Boundary Conditions
LB106	Little-brother with the domain size of 106 by 106 grid-points
LB190	Little-brother with the domain size of 190 by 190 grid-points
<i>ls</i>	Large-scale component of a field
MRC	Modèle Régional du Climat
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
MCG	Modèle de Circulation Générale

<i>mms</i>	Ensemble Members
<i>mmX</i>	Ensemble member X
<i>msd</i>	Mean square difference
<i>mslp</i>	Mean Sea Level Pressure
<i>pcp</i>	Precipitations
PF	Petit Frère
<i>phi</i>	Geopotential height
RCM	Regional Climate Model
<i>rhum</i>	Relative Humidity
<i>rvort</i>	Relative Vorticity
ss	Small-scale component
<i>stat</i>	Stationary component of a field
<i>temp</i>	Temperature
<i>trans</i>	Transient-eddy component of a field
VI	Variabilité Interne
ZE	Zone d'évaluation

LISTE DES SYMBOLES

D	ensemble-averaged domain-averaged relative difference between an ensemble member and the BB
G'_m	transient-eddy variance ratio of m -th ensemble member and the BB
G^*_m	stationary-eddy variance ratio of m -th ensemble member and the BB
I	number of grid-points in zonal direction
J	number of grid-points in meridional direction
M	ensemble size
MSD_m	relative mean square difference between m -th ensemble member and the BB
R^*_m	spatial correlation coefficient of m -th ensemble member
R'_m	temporal correlation coefficient of m -th ensemble member
T	number of time steps in the integration period
X_m	realization of the variable X simulated by member m in the ensemble sequence
X_{BB}	realization of the variable X simulated by Big-Brother
$\overline{X_{BB}}(i, j, k)$	temporal mean of the variable X simulated by Big-Brother
$\overline{X}^{en}(i, j, k, t)$	ensemble average of the variable X
$X_m(i, j, k, t)$	value of the variable X at grid-point (i, j, k) and at time t simulated by the ensemble member m

$\sigma_{en}^2(i, j, k, t)$	ensemble variance
$\langle \cdot \rangle$	spatial-average operator
$\overline{(\cdot)}$	time-average operator

RÉSUMÉ

L'Arctique montre la plus grande vulnérabilité de toutes les régions de la Terre aux changements climatiques. Pour cette raison, il est très important de simuler avec précision les différents modes climatiques de cette région. Une expérience testant huit modèles différents montre de grandes différences entre des simulations effectuées par ces modèles au-dessus l'Arctique (Rinke et al. 2006). La sensibilité des résultats de modèles régionaux à la taille du domaine est un phénomène bien connu aussi (Leduc et Laprise, 2009): le domaine doit être suffisamment grand pour permettre le développement de fines échelles, mais suffisamment petit pour que les conditions aux frontières latérales (CFL) contrôlent l'intégration.

Pour examiner la variabilité interne (VI) du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) et l'influence de la taille de domaine sur une simulation, nous avons choisi d'utiliser l'approche de l'expérience du Grand-Frère (EGF) (« Big-Brother Experiment », BBE; Denis et al. 2002). EGF permet ici de comparer les simulations effectuées sur les différentes tailles de domaine et d'étudier comment cela affecte les résultats. Aussi, pour un domaine donné, la VI peut être étudiée par l'introduction de petites différences dans les conditions initiales dans un ensemble des simulations. L'avantage qui provient de l'utilisation de EGF est la possibilité d'étudier le comportement de la petite échelle du climat, c'est-à-dire de la valeur ajoutée d'un MRC, qui est absente dans les CFL, et d'évaluer la nature et la magnitude de la VI pour le domaine d'étude.

Les résultats de notre expérience sont en accord avec les conclusions des études précédentes : la VI est plus importante sur un domaine d'intégration plus grand. L'évolution temporelle de la VI pour deux tailles de domaine est bien différente et dépend fortement de la situation synoptique. La variance transitoire est fortement sous-estimée par la moyenne de l'ensemble au-dessus d'un domaine plus grand. Néanmoins, le modèle sous-estime la petite échelle pour le plus petit LB, surtout en altitude dans la région caractérisée par les vents plus forts, tandis que le plus grand domaine permet au modèle le développement d'une solution moins dépendante des conditions aux frontières latérales.

Mots clés : Modèle régional du climat, expérience « Big-Brother », sensibilité à la taille du domaine, ensemble des simulations, variabilité interne

ABSTRACT

The Arctic shows the largest vulnerability of all regions on Earth to climate changes. For this reason, it is very important to accurately simulate different climate modes of this area. However, it is recognized that there are large discrepancies between models' simulated climate over the Arctic (Rinke et al. 2006). The sensitivity of the results of nested regional models to the domain size is a well known phenomenon too (Leduc et Laprise, 2009): the domain needs to be large enough to allow the development of added fine scales, but small enough for the integration to be constrained by the lateral boundary conditions (LBC).

To investigate the internal variability (IV) of RCM and the impact of the domain size over the North Atlantic, we use the Big-Brother Experiment (BBE) approach (Denis et al. 2002). The advantage of the BBE is the possibility to study small-scale climate features that constitute the added value of RCM, as they are not comprised in the LBC, and to investigate the nature and magnitude of IV for a sub-Arctic domain.

BBE allows here to compare simulations performed over two different domain sizes and study how this affects the simulated results. IV has been studied by introducing small differences in initial conditions in an ensemble of twenty simulations for each domain size.

Results confirm previous findings that the IV is more important over the larger domain of integration. The temporal evolution over two domain sizes is rather different and depends strongly on the synoptic situation. Over the smaller domain, the amplitude of small-scale transient eddies is largely underestimated, especially at higher altitude characterized by the strongest winds along the storm tracks. Over the larger domain, the amplitude of small-scale transient eddies is better simulated. The weaker control by the lateral boundaries over the larger domain results in solutions with large internal variability. As a result, the ensemble average strongly underestimates the transient-eddy variance due to partial destructive interference of individual ensemble member solutions.

Keywords: Regional climate model, "Big-Brother" experimental approach, sensitivity to a domain size, ensemble of simulations, internal variability

INTRODUCTION

Les Modèles de Circulation Générale (MCG) sont utilisés pour simuler les climats passés, présents et futurs. Toutefois, la résolution de ces modèles est insuffisante pour reproduire les processus atmosphériques de petite échelle. Ces processus constituent des caractéristiques très importantes du climat d'une région, donc il est nécessaire de bien les reproduire. De plus, pour bien simuler le climat, il n'est pas suffisant de simuler seulement les processus atmosphériques. Nous devons représenter les processus océaniques, du sol, de la végétation, de la glace, de la neige, etc. Cette complexité exige une grande puissance de calcul des ordinateurs. À cause de la limitation de ces ressources et afin d'avoir une représentation du climat plus réaliste, des Modèles Régionaux du Climat (MRC) couvrant une aire limitée ont été développés depuis une vingtaine d'années depuis les travaux pionniers de Giorgi (Giorgi et Bates, 1989; Dickinson et al. 1989; Giorgi, 1990). Un MRC permet d'avoir une résolution plus élevée que les MCG et d'inclure plus de processus importants au-dessus de la région d'intérêt. Cependant, comme les MRCs sont des modèles avec un domaine à aire limitée, il est nécessaire, afin d'exécuter une simulation climatique, d'avoir les conditions initiales au début de la simulation sur tout le domaine et les conditions aux frontières latérales tout au long de la simulation. Ces données peuvent provenir d'un MCG, de réanalyses des observations ou d'un autre MRC avec une plus grande taille de domaine.

Une hypothèse posée *a priori* à l'utilisation des modèle à aire limitée (LAM, « Limited Area Model ») est qu'ils sont capables de bien reproduire la petite échelle de l'écoulement météorologique à partir seulement de la grande échelle imposée aux frontières, et ceci avec une réduction des ressources de calcul requises par rapport aux MCG. Un MRC pourrait produire des processus de petite échelle grâce à la résolution plus haute. Mais aussi des processus météorologiques à échelles plus fines peuvent résulter du fait que les MRCs simulent mieux la topographie et les hétérogénéités de la surface. En plus, une contribution à la génération de la valeur ajoutée, c'est-à-dire de l'échelle plus petite qui n'est pas résolue par

un modèle global, provient des l'instabilités hydrodynamiques et la non-linéarité de la circulation atmosphérique.

Dans plusieurs études, des scientifiques ont essayé de vérifier l'hypothèse décrite au paragraphe précédent reliée à l'utilisation des MRCs. Une de ces études a été effectuée par de Elía et al. (2002). Dans leur étude, ils ont utilisé l'approche du « modèle parfait ». Premièrement une simulation de haute résolution est produite à partir des analyses objectives. Cette simulation de référence exécutée sur un domaine relativement grand et dont les petites échelles ont été filtrées a servi comme le pilote pour une deuxième simulation sur un domaine plus petit situé dans son intérieur. Cette technique permet d'évaluer l'habilité du modèle régional utilisé à reproduire les phénomènes de petite échelle. Le but de cette étude a été d'évaluer la prévisibilité d'un modèle à aire limitée (le Modèle Régional Canadien du climat, MRCC, dans ce cas). Les résultats montrent qu'un MRC a une prévisibilité « prolongée » comparé à un MCG. Il a été aussi montré que le pilotage unidirectionnel contrôle seulement les grandes échelles, i.e. celles qui sont présentes dans les conditions latérales. De plus, la différence augmente pendant l'intégration pour la majorité des échelles. Les auteurs ont trouvé aussi que la qualité de la simulation est peu sensible à la résolution des données pilotes, à l'intérieur de certaines limites. Ainsi, cette étude confirme l'existence de la variabilité interne dans des modèles à aire limitée. Les auteurs suggèrent d'utiliser le pilotage spectral de la grande échelle à l'intérieur du domaine afin de diminuer l'influence de la variabilité interne sur les résultats.

Un MRC, comme tous les autres modèles numériques, souffre d'erreurs résultant des nombreuses approximations numériques ainsi que des paramétrages physiques employés pour représenter les processus de sous-échelle. Mais, contrairement aux modèles globaux, un MRC, a une source d'erreur de plus, reliée à l'existence des frontières latérales. Plusieurs aspects particuliers aux modèles régionaux doivent être considérés lors des simulations sur une grille à aire limitée. Par exemple, il est très important de bien choisir la durée de la période de « spin-up ». Cette période représente le temps nécessaire pour venir à l'équilibre dynamique entre les processus à l'intérieur du domaine et les conditions aux frontières latérales et initiales. La période de « spin-up » dépend de la saison étudiée, de la taille du

domaine et de sa position géographique ainsi que de la composante du modèle considérée (le sol, l'atmosphère, l'océan, etc.). Pour la partie atmosphérique, cette période a été estimée à quelques jours (Denis et al. 2002).

Avant le début d'une simulation avec un MRC, il faut prendre en considération la qualité des données aux frontières latérales. Cette qualité devrait être grande afin de nous donner des résultats valables. Si les données aux frontières sont mauvaises, on peut s'attendre à ce que la sortie du MRC soit aussi mauvaise. Ceci est particulièrement vrai pour certaines des variables simulées, tel que le vent (Diaconescu et al. 2007).

La taille du domaine d'intégration représente aussi un paramètre très important qu'il faut déterminer avant le début de la simulation. Ce paramètre est fortement relié aux ressources informatiques disponibles; plus grand est le nombre des points de grille, plus le temps d'exécution de la simulation sera long. Pour un domaine de taille donnée, le temps de calcul est proportionnel au cube de l'augmentation de la résolution spatiale. Afin de choisir la taille du domaine correctement, il faut aussi tenir compte des phénomènes qu'on voudrait étudier. Il a été montré par Castro et Pielke (2005) que le résultat provenant d'un MRC peut diverger beaucoup de son pilote si le domaine est grand. D'un autre côté, Jones et al. (1995) trouvent qu'un domaine trop petit limite le développement des fines échelles. En conséquence, il est nécessaire d'avoir un domaine de taille suffisamment grande pour permettre aux fines échelles de se développer, mais en même temps, suffisamment petit pour ne pas permettre au MRC de dévier considérablement de son pilote. Seth et Giorgi (1998) ont remarqué qu'il est aussi nécessaire d'éloigner suffisamment les frontières latérales du domaine d'intérêt, car leur proximité peut y produire une réponse irréaliste.

Une question actuellement controversée est celle concernant le choix des paramétrages physiques utilisés dans les modèles régionaux. Est-ce que les paramétrages des processus des sous-échelles devraient être les mêmes que ceux du modèle pilote ou devraient-ils être adaptés à la résolution plus fine du MRC? Si on utilise le même paramétrage, on évite le problème de « bruit » aux frontières du MRC à cause de l'existence de deux schémas de

physique différents. Mais, parce qu'un MRC a la résolution plus fine par rapport à un MCG, le schéma de paramétrage physique devrait être plutôt correspondant à sa résolution.

Afin d'évaluer la technique du pilotage unidirectionnel, Denis et al. (2002) ont développé une approche de « modèle parfait » nommée « Big-Brother Experiment » (BBE). Cette technique donne la possibilité de comparer le modèle à lui-même, car le modèle piloté et le pilote sont le même. Donc, dans ce contexte, il n'y a pas d'erreurs dues aux différents schémas de paramétrage, au saut de la résolution spatiale, aux observations, etc. L'unique source d'erreurs est la technique du pilotage unidirectionnel employé dans cette expérience. L'expérience BBE nous donne aussi la possibilité d'estimer la valeur ajoutée d'un MRC par rapport à un MCG. La comparaison de la sortie d'un MRC avec des réanalyses ou avec un MCG n'est pas possible, car aucun des deux ne contient les processus de petite échelle dont on voudrait estimer le comportement. De plus, les réanalyses comportent toujours des erreurs dues aux observations ainsi que des erreurs dues à l'assimilation des données. La comparaison avec des données provenant de campagnes spéciales n'offre pas non plus une solution au problème, car ces données sont obtenues pendant une courte période du temps, au-dessus d'une région couvrant souvent un domaine plus petit que celui d'un MRC et, d'habitude, elles sont archivées seulement pour certaines variables. Même si on avait des analyses parfaites de haute résolution, on ne pourrait pas extraire les erreurs dues à la technique du pilotage des autres erreurs dues à la formulation du modèle, telles que celles dues au paramétrage. La manière à laquelle l'expérience « Big Brother » échappe à ces problèmes est brièvement décrite dans la section qui suit.

Premièrement, une simulation de haute résolution, appelée « Big Brother », est exécutée sur un grand domaine (idéalement l'ensemble du globe). Par la suite, cette simulation est dégradée en utilisant un filtre passe-bas basé sur la transformée de Fourier discrète en cosinus, (« Discrete Cosine Transform », DCT, Denis et al. 2002a) afin d'éliminer les petites échelles et obtenir une simulation appelée « Big-Brother Filtré » (BBF). Les données de BBF ont une résolution similaire à celle d'un MCG ou des analyses objectives, et elles vont nous servir comme conditions initiales (CI) et conditions aux frontières latérales (CFL) pour une nouvelle simulation. Cette nouvelle simulation sera effectuée sur un domaine

plus petit que celui du BB situé dans son intérieur et elle se nommera « Little Brother » (LB). Enfin, on compare le « Little Brother » avec son « Big Brother » sur l'aire commune aux deux simulations, appelée zone d'évaluation (ZE). La corrélation temporelle et spatiale entre BB et LB nous donne une mesure de la capacité du modèle à reproduire la fine échelle à partir seulement de la grande échelle.

Denis et al. (2002) dans leur expérience décrivant BBE ont montré que le modèle régional est capable de bien reproduire la position et la forme des systèmes météorologiques de la grande échelle. L'amplitude de la petite échelle a été aussi bien simulée, mais la chronologie n'est pas précisément reproduite. La petite échelle dans les régions caractérisées par la convection montre plutôt un caractère stochastique, alors que celle reliée aux systèmes synoptiques a été mieux simulée car elle est fortement liée au comportement de la grande échelle. Les auteurs de cette étude ont aussi trouvé que les hétérogénéités de la surface jouent un rôle très important dans la détermination de la composante stationnaire du climat. La cascade de l'information de la grande vers la petite échelle est aussi simulée. Quand même, la petite échelle des perturbations transitoires résultant de la cascade d'information n'est pas aussi bonne que la petite échelle stationnaire directement forcée par l'interaction des hétérogénéités de la surface et la composante de l'écoulement à grande échelle.

Une autre étude effectuée par Antic et al. (2004) en utilisant la même approche BBE a montré que l'orographie complexe aide le développement de la petite échelle. Le domaine dans l'étude est la côte ouest de l'Amérique du Nord, le modèle utilisé est le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) et l'intégration est exécutée sur 4 mois de février (1990, 1991, 1992 et 1993). Le domaine du BB contient 196x196 points de grille et celui du LB 100x100 points de grilles avec la résolution horizontale de 45 km. Les auteurs ont confirmé des résultats précédents que le forçage de la surface exerce une influence locale sur le développement de la petite échelle et qu'il renforce beaucoup la reproductibilité climatique de cette échelle. Par exemple le champ des précipitations au-dessus des Montagnes Rocheuses montre un tel comportement. La même étude aussi considère la technique de pilotage unidirectionnel en fonction du rapport entre des résolutions spatiales et de l'intervalle temporel des données pilotes et du modèle piloté. Les meilleurs résultats ont été

obtenus pour le rapport entre des résolutions spatiales qui est moins que 12 et pour la résolution temporelle des données pilote supérieure à 2 fois par jour. Aussi, une amélioration a été trouvée lorsque la fréquence de mise à jours augmente de deux à quatre fois par jour, pour le rapport de la résolution spatiale égal à un. Ils n'ont noté aucun avantage avec l'augmentation de la fréquence de mise à jour des CFL lorsque la résolution spatiale des données pilotes était dégradée.

Dimitrijevic et Laprise (2005) ont encore une fois employé l'approche « Big Brother Experiment » afin d'évaluer la technique du pilotage unidirectionnel pour la saison d'été. La région étudiée est la côte ouest de l'Amérique du Nord et l'intégration couvre 5 mois de juillet (1990-1994). Des résultats montrent qu'une corrélation plus grande entre BB et LB a été obtenue pour la résolution des données du pilote égale à T30 (correspondant à un rapport des résolutions entre des données du pilote et le modèle régional égal à 12), avec une petite amélioration lorsque la résolution T60 est utilisée (pour un rapport de résolution égal à 6). Aucun avantage n'a été trouvé pour une réduction de l'intervalle de pilotage de 6 à 3 heures. En général, les résultats de l'étude sont en accord avec les résultats obtenus par Antic et al. (2004) pour la saison d'hiver, mais la corrélation entre BB et LB est réduite dans le cas estival. La diminution du contrôle par des CFL pendant l'été est due à la circulation zonale moins forte dans cette période. La corrélation faible caractérise plutôt la composante transitoire des champs météorologiques que la composante stationnaire. C'est vrai particulièrement pour le champ des précipitations qui a une grande variabilité temporelle durant la saison d'été due à la présence de la convection.

Une autre expérience employant l'approche BB est l'expérience effectuée par Leduc et Laprise (2009) qui avait pour le but d'étudier l'influence sur les résultats de la taille du domaine. Ils ont utilisé BB de 196x196 points de grille, avec la résolution spatiale d'environ 45 km, couvrant la majorité de l'Amérique du Nord. Ensuite, plusieurs LBs sont générés avec des dimensions de 144x144, 120x120, 96x96 et 72x72 points de grille, à l'intérieur du BB. L'intégration est effectuée pendant quatre mois de février (1991-1994). La zone d'évaluation de 48x48 points de grille est située au-dessus la Province de Québec. Résultats obtenus montrent qu'en général, la diminution de la taille du domaine augmente la corrélation spatiale

entre LBs et BB pour tous les champs météorologiques observés. La moyenne temporelle (la composante stationnaire) des fines échelles montre aussi une amélioration avec la réduction de la taille du domaine. Par contre, l'amplitude de la composante transitoire a été significativement sous-estimée du côté entrant du domaine. Ce résultat suggère l'existence d'un « spin-up » spatial qui doit être traversé par l'écoulement avant que les fines échelles puissent se développer.

Une autre caractéristique des MRCs qui nous intéresse dans notre étude est la variabilité interne (VI). La VI est une propriété des simulations de tous les modèles numériques due à la non-linéarité des équations qui décrivent les processus atmosphériques. Une de ses conséquences est la sensibilité importante des résultats aux conditions initiales. Il est bien connu que deux simulations effectuées par MCG initialisées différemment vont diverger significativement après juste quelques jours d'intégration, et les solutions deviennent non corrélées après quelques jours d'intégration. Malgré le fait que les MRCs soient pilotés à leurs frontières, ils peuvent aussi donner plusieurs solutions distinctes pour de petites différences dans l'initialisation. Toutefois, la divergence des solutions n'est pas aussi grande que celle du MCG. De ce fait, on peut dire que la solution d'un MRC est forcée par les CFL vers la solution du modèle pilote. Un grand nombre d'études ont été réalisées afin d'estimer l'importance de la variabilité interne dans des MRC. Certains de résultats obtenus dans ces études sont décrits dans les pages suivantes.

Une étude de la variabilité interne très intéressante a été réalisée par Giorgi et Bi (2000) qui ont utilisé des perturbations aléatoires imposées dans les CI et CFL des simulations exécutées par un MRC. Le domaine dans leur étude est l'est de l'Asie et la période de l'intégration va du mois d'août de 1994 au mois de septembre de 1995. La simulation sans perturbation a été prise comme référence avec laquelle ont été comparées les autres simulations. Un résultat intéressant obtenu dans cette étude est l'indépendance de la variabilité par rapport au type de la perturbation : qu'elle soit imposée dans les CI ou les CFL, la divergence des solutions restera la même. La magnitude des perturbations a aussi peu d'effet sur la divergence des solutions. Ils ont aussi noté la dépendance importante de la variabilité interne sur la situation synoptique et la saison, avec un maximum de variabilité

interne pendant l'été et un minimum pendant l'hiver. Les auteurs ont expliqué cette distribution par l'activité convective estivale et par la circulation zonale plus faible par rapport à la saison d'hiver. Pendant l'hiver, la circulation zonale aux latitudes moyennes est suffisamment forte de transporter les perturbations à travers le domaine étudié. La VI du modèle n'affecte pas beaucoup le climat moyenné sur la taille du domaine, mais elle a une grande influence sur la solution journalière, particulièrement sur le champ de précipitation et la fréquence de l'occurrence des événements extrêmes. Les auteurs ont conclu que la variabilité interne est un facteur très important qui doit être considéré en faisant la conception, l'analyse et l'interprétation des résultats obtenus par un modèle régional du climat.

Une autre étude similaire à celle de Giorgi et Bi (2000) a été exécutée par Rinke et al. (2004), mais cette fois sur un domaine situé en Arctique. L'intégration a été faite pendant une année, de septembre 1997 à septembre 1998. Des perturbations de magnitudes et de type différents ont été imposées dans les CI et les CFL. Les résultats s'accordent avec ceux obtenus par Giorgi et Bi (2000), c'est-à-dire la variabilité interne ne dépend ni du type ni de la magnitude des perturbations. Mais, contrairement à Giorgi et Bi (2000), ils ont trouvé que le maximum de la variabilité interne existe pendant la saison automne et hiver, et le minimum pendant l'été. La même étude a confirmé le résultat de Rinke et Dethloff (2000) qu'une diminution de la taille du domaine diminue la variabilité interne. La conclusion aussi très importante qui découle de cette expérience est le fait que la variabilité interne au-dessus de l'Arctique a une intensité plus grande que pour un domaine de la même taille situé aux latitudes moyennes à cause de la circulation circumpolaire. Conséquemment, les auteurs concluent que, pour l'évaluation d'un MRC sur l'Arctique, il est nécessaire d'avoir un ensemble des simulations plus grand que pour la même étude réalisée aux latitudes moyennes.

Girard et Bekcic (2005) ont employé deux ensembles de cinq simulations exécutées par le modèle NARCM (« Northern Aerosol Regional Climate Model ») au-dessus d'un domaine arctique. La période d'intégration est le mois de janvier 1990. Les simulations dans chacun de deux ensembles diffèrent entre eux seulement par une petite perturbation imposée

dans les conditions initiales. La résolution horizontale d'un ensemble est de 100km et d'autre de 50km. Le but de cette étude était d'estimer les effets du changement de la résolution horizontale du modèle sur la solution. Un résultat provenant de cette expérience est la dépendance de la VI du modèle de sa résolution horizontale; plus haute est la résolution, plus importante sera la VI. Les auteurs expliquent ce phénomène par la capacité du modèle de mieux générer sa propre circulation dans l'intérieur du domaine lorsqu'il a une résolution plus haute. C'est-à-dire que le modèle à plus haute résolution simule mieux les processus de la petite échelle (la topographie, la glace de la mer, etc.) qui n'ont pas résolu par le pilote. Par conséquent, une simulation à haute résolution aura plus de liberté de produire une solution différente de pilote qu'une autre à résolution plus basse.

L'influence de la taille du domaine sur la variabilité interne du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) a été étudiée par Alexandru et al. (2007). Dans cette expérience, un ensemble de 20 simulations, initialisées avec le délai de 24 heures, ont été exécutées sur 5 domaines de tailles différentes couvrant l'est de l'Amérique du Nord et l'ouest de l'Océan Atlantique. La période d'intégration est la saison d'été (juin, juillet et août) de l'année 1993. Toutes les simulations ont été pilotées par des données de réanalyses NCEP et la seule différence entre les simulations est la petite perturbation introduite dans l'initialisation. La variance entre les membres de l'ensemble a été utilisée pour représenter une mesure de la VI du modèle au cours de l'intégration. Les résultats montrent que cette statistique dépend fortement de la situation synoptique. La variance d'ensemble autour de la moyenne saisonnière, qui a été utilisée comme la mesure de la VI à l'échelle saisonnière, montre des valeurs très grandes au-dessus du domaine le plus grand. C'est pour cette raison qu'il est préférable d'utiliser un nombre adéquat de membres d'ensemble lors de prévisions saisonnières. La même étude montre que la diminution de la taille du domaine d'intégration réduit la VI dans les régions où elle est la plus forte; ce qui est en accord avec les études précédentes. La distribution géographique et l'amplitude de la variabilité interne varient grandement en changeant la taille du domaine. Pour la période durant laquelle la VI est la plus grande, les auteurs de cette étude ont parfois trouvé une solution bimodale, c'est-à-dire que l'ensemble des simulations pour un même champ se divise au deux groupes de solutions différentes.

Une autre étude utilisant les mêmes simulations telles que Alexandru et al. (2007) a été effectuée par Separovic et al. (2008) afin de déterminer les parties reproductible et non-reproductible des solutions du modèle régional. La partie reproductible est associée au forçage par la surface et aux frontières du modèle. La partie non-reproductible représente la variabilité interne du modèle. Les résultats montrent que, pour toutes les échelles plus petites que quelques centaines de kilomètres, la composante non-reproductible est dominante. Ceci nous dit que le comportement de la petite échelle, qui correspond en général à la valeur ajoutée, est de nature stochastique. D'un autre côté, pour la moyenne saisonnière, la composante reproductible domine pour toutes les échelles. Pour le champ des précipitations, la composante non-reproductible est importante pour les échelles plus petites que 150 km. Les auteurs montrent aussi que la reproductibilité des fines échelles dépend fortement de la situation synoptique. Le développement des fines échelles est très dépendant du développement de l'écoulement à grande échelle, sauf dans des régions caractérisées par la convection profonde. Le forçage à la surface affecte plutôt la variabilité interne de la fine échelle et la grande échelle dénote une reproductibilité plus petite près de la surface qu'en altitude. Les auteurs de cette étude trouvent aussi une petite surestimation de la variabilité de la grande échelle près de la surface et une importante sous-estimation dans la haute troposphère, en comparaison avec les réanalyses NCEP utilisées pour le pilotage.

La région d'intérêt dans notre étude est une région adjacente à l'Arctique qui montre la plus grande sensibilité aux changements climatiques observés. À cause de ceci, il est très important de simuler le climat arctique avec une grande fidélité. Afin d'être capable de réaliser ce but, il est nécessaire d'avoir de bons outils, c'est-à-dire de bons modèles avec lesquels simuler le climat présent et futur. Plusieurs expériences sont réalisées avec l'objectif d'estimer la sensibilité des simulations du climat de l'Arctique et quelques-unes de ces expériences sont présentées ici.

Une étude intéressante effectuée par Rinke et al. (2006) présente des résultats de l'évaluation d'un ensemble des simulations réalisées dans le cadre du projet ARCMIP par 8 modèles régionaux du climat pendant une année, de septembre 1997 à septembre 1998. Les

modèles ont presque la même résolution horizontale, le même forçage aux frontières, et ils couvrent le même domaine situé à l'ouest de l'Arctique. Chacun des modèles a sa propre résolution verticale, sa discrétisation numérique et son paramétrage des processus physiques. Les auteurs ont comparé ces modèles pour les champs de géopotentiel, de température, de couverture nuageuse et des rayonnements solaire et terrestre. Le but de ce projet a été d'évaluer quantitativement la dispersion entre les modèles et d'estimer leur habilité à simuler le climat arctique. Les résultats montrent que l'ensemble des modèles est capable de bien reproduire les analyses du ECMWF, avec un biais qui se trouve dans les limites de la précision des observations et de l'assimilation des données. Le plus grand biais est noté dans le champ de la température à 2 mètres (± 5 degré Celsius). Pour les autres champs, la moyenne de l'ensemble, en général, montre une meilleure concordance avec les réanalyses que la solution obtenue par chacun des modèles individuels. Les auteurs concluent que, malgré les limites liées à la conception de l'expérience (le domaine d'intégration assez petit, les conditions pour l'océan et pour la glace de mer prescrites), la dispersion entre modèles est considérable, particulièrement aux niveaux les plus bas. On spécule que la raison pour ce résultat est l'utilisation de schémas différents pour le paramétrage des processus de la surface, du rayonnement et des nuages dans chaque modèle. La divergence significative des solutions obtenues dans cette expérience donne une confirmation de l'incertitude de la simulation du changement climatique au-dessus de l'Arctique et sa sensibilité aux caractéristiques individuelles des modèles.

Une caractéristique très importante du climat en Arctique est la circulation circumpolaire. Elle permet à une particule d'air de rester plus longtemps dans le domaine d'intégration que dans un domaine de même taille aux latitudes moyennes (Rinke et al. 2004). En conséquence, le temps de résidence d'un élément d'air plus long implique une diminution du contrôle par les conditions aux frontières latérale (CFL) du domaine. Cette diminution peut augmenter la sensibilité du modèle aux conditions initiales (CI). Le temps de résidence plus long donne une possibilité à l'élément d'air de réagir avec la dynamique du modèle pendant une période plus longue et de produire une perturbation plus importante qui continuera de se propager à l'intérieur du domaine et contaminera la solution.

Lucas-Picher et al. (2007) ont montré que le temps de résidence d'un élément d'air a une forte corrélation avec la variabilité interne dans une simulation d'un modèle régional aux latitudes moyennes. Dans cette étude, les auteurs ont effectué deux simulations sur la période de 10 ans (1980-1989) avec une différence d'un mois dans l'initialisation en utilisant le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC). Les CFL et CI provenaient des réanalyses du NCEP. Le domaine se situait au-dessus de l'Amérique du Nord avec les dimensions de 193x145 points de grille et avec une résolution horizontale de 45 km. Ensuite, un traceur de temps de résidence a été imposé aux frontières latérales pour qu'il soit transporté par l'écoulement atmosphérique. Ainsi l'âge du traceur mesure le temps pendant lequel il est resté dans le domaine et, en même temps, le temps de résidence des éléments d'air dans lesquels le traceur a été transporté. Par la suite, ils ont calculé la corrélation spatiale entre le temps de résidence et la variabilité interne du modèle. Les résultats montrent que ces deux grandeurs sont bien corrélées, avec le coefficient de corrélation d'environ 95%. La meilleure corrélation a été trouvée du côté entrant du domaine où la VI est petite et où le temps de résidence est court. Une autre région où la corrélation est bonne est près du côté sortant du domaine où la VI est relativement grande et le temps de résidence est long.

Dans notre étude, l'objectif est d'évaluer la variabilité interne du Modèle Régional Canadien du Climat sur un domaine caractérisé avec la variabilité naturelle très importante. La méthodologie employée est l'approche « Big-Brother Experiment » décrite précédemment. La simulation BB est effectuée sur 250x250 points de grille avec une résolution horizontale de 45 km. Le domaine du BB couvre une grande partie de l'hémisphère nord, avec le centre situé au-dessus de la région arctique et du nord de l'Océan Atlantique. Cette région correspond à la zone d'entrée des systèmes synoptiques dans l'Arctique. Afin de créer le « Big Brother filtré », on a utilisé le filtre qui élimine toutes échelles plus petites que 945 km et n'affecte pas celles plus grandes que 1890 km. Par la suite, nous avons créé les deux LBs avec des dimensions de 190x190 (LB190) et 106x106 (LB106) points de grille. La zone d'évaluation de 84x84 points de grille a été placée au-dessus du Groenland, de l'Islande, de la mer de la Norvège et du nord de l'Océan Atlantique. On a choisi cette région pour comparer nos simulations afin d'avoir un domaine caractérisé par une orographie importante (le Groenland) et par la variabilité naturelle significative qui

caractérise la partie nord de l'Océan Atlantique en raison de la trajectoire des tempêtes (« storm track »). Par la suite, pour étudier la VI, on a produit sur chacun des domaines LB un ensemble de simulations qui diffèrent de 24 heures dans l'initialisation. Ce concept d'expérience nous permet de voir l'effet du changement de la taille du domaine sur les résultats. Lorsqu'on compare des statistiques calculées sur chacun des domaines de LB, on peut distinguer les différences causées par le changement de taille du domaine. Également, la VI peut être étudiée si on compare des statistiques calculées sur une taille de domaine de LB mais pour les différents membres de l'ensemble. La différence entre les membres de l'ensemble mesure la variabilité interne sur chaque domaine de taille différente. L'avantage d'utiliser l'approche BBE dans l'étude de la VI est la possibilité d'étudier le comportement de la petite échelle. Donc, on peut faire dans notre étude l'évaluation de la VI de fines et de grandes échelles séparément. Dans les études décrites précédemment, il a été conclu que, en général, la variabilité interne diminue avec la réduction de la taille du domaine. Un des buts de notre étude est de vérifier si la VI de la petite échelle d'écoulement possède le même comportement.

L'analyse des résultats est présentée sous forme d'un article écrit en anglais. Dans la première partie de l'article, la description du modèle et de l'expérience est présentée, ainsi que la méthodologie utilisée. L'analyse des résultats est divisée en deux parties : la première contient la comparaison entre des membres d'ensemble avec BB investiguant l'effet de la taille du domaine sur le résultat et la deuxième inclut l'étude de la variabilité interne. Finalement, certaines conclusions sont montrées.

CHAPITRE I

ÉVALUATION DE LA VARIABILITÉ INTERNE ET DES EFFETS RELIÉS À LA TAILLE DU DOMAINE D'INTÉGRATION DU MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN DU CLIMAT SUR LA RÉGION NORD ATLANTIQUE EN UTILISANT L'APPROCHE DE L'EXPÉRIENCE DU GRAND-FRÈRE

Ce chapitre, présenté sous forme d'un article rédigé en anglais, est une étude de la variabilité interne du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC). Le chapitre contient aussi la description du MRCC, de l'expérience « Big-Brother » combiné avec l'ensemble des simulations ainsi que la description de la méthodologie utilisée.

1. Introduction

Global Climate Models (GCMs) are widely used in the scientific community to simulate past, present and future climate. However, due to heavy demand on computing resources, these models employ coarse resolution and are thus not capable to resolve mesoscale climate features. Regional Climate Models (RCMs) were developed as a pragmatic tool to allow reaching higher resolution at an affordable computational cost. As RCMs have their computational domain over a limited area of the globe, they can employ higher resolution and, for the same computational cost as a GCM, they are capable of resolving small-scale meteorological features over the domain of particular interest. However, as RCMs are limited-area models, lateral boundary conditions (LBC) are required for the whole integration period in addition to initial conditions (IC) at the beginning of the simulation. These conditions can be supplied from GCMs, reanalyzes data sets, or from another regional model with a domain over a larger area, by applying the one-way nesting technique proposed by Davis (1976). It consists in relaxing the RCM's solution in the neighbourhood of the boundaries towards the externally prescribed large-scale solution. Furthermore, the model is free to generate its own small-scale features as a result of non-linear dynamical interactions and the local high-resolution forcing such as the topography, the land-ocean surface exchanges, etc.

The domain size is a paramount parameter for the RCM simulations. It is primarily chosen depending on the available computational resources since the cost of the integration increases rapidly with the number of grid points. But it is also important to identify the processes that are of particular interest in a given study before choosing a domain size. Castro and Pielke (2005) found that, for relatively large domains, the results simulated by an RCM could be significantly different from those of the nesting data. On the other hand, Jones et al. (1995) have shown that too small domains do not provide enough space for the small scales to develop. Leduc and Laprise (2009) confirmed the existence of a spatial "spin-up" distance that needs to be covered before the small-scale features could develop, which requires rather large domain sizes to occur. Therefore, it is necessary to use a domain with sizes that allow

the development of the small-scale features but also maintain control by lateral boundary conditions of the circulation inside the domain. In addition, it has been shown by Seth and Giorgi (1998) that the proximity of lateral boundaries could contaminate the results, so that it is necessary to keep boundaries far enough from the area of interest.

In order to evaluate the one-way nesting technique, Denis et al. (2002) developed a perfect-prognosis approach nicknamed the Big-Brother Experiment (BBE). This technique employs an RCM both as nesting and nested model. Therefore all errors, such as those due to the choice of the parameterization scheme, to numerical truncation, to the verifying observations, etc. are eliminated, and the differences between the nesting and the nested runs are due only to the downscaling technique. In BBE the reference high-resolution simulation is performed over a large domain. Then a filter based on Discrete Cosine Transform (DCT; Denis et al. 2002a) is applied to eliminate all small scales in order to mimic the resolution of a GCM or that of objective analyses. This data set is called the Filtered Big-Brother (FBB) and it is used to provide initial and lateral boundary conditions for another high-resolution simulation, called the Little-Brother (LB), over a smaller domain nested inside the BB domain. The comparison between LB and BB over a common area permits the estimation of the model's ability to regenerate the small scales from the large scales as well as the control exerted by the LBC upon the large scales.

With the BBE using the Canadian Regional Climate Model (CRCM), Denis et al. (2002) found that the model was able to regenerate well the position and the shape of the large-scale features, as well as a magnitude and climatological position of the small-scales, but it was not able to precisely regenerate their position at specific times. Several other experiments employing the BBE were performed in order to examine the sensitivity of CRCM to the spatial resolution and the update frequency of its LBC (Denis et al. 2003; Antic et al. 2004 and Dimitrijevic and Laprise, 2005). Also Diaconescu et al. (2007) studied the effects of errors in the nesting data, and Leduc and Laprise (2009) investigated the sensitivity of CRCM to its domain size. Results of the latter experiment showed that the reducing of the domain size increases the correlation between BB and LB for all meteorological fields, and that the stationary (time-mean) component of the climate improves with decreasing domain

size. The amplitude of the small-scale transient-eddy component however is largely underestimated in the vicinity of the inflow lateral boundary, suggesting the existence of a previously mentioned spatial “spin-up” and implying the need for a fairly large domain size.

Another interesting issue characterizing Regional Climate Models is the presence of Internal Variability (IV) in their simulations. IV exists due to the non-linearity and chaotic nature of atmospheric processes simulated by a model. One of its consequences is the sensitivity of the simulation to the initial conditions. It is well known that GCM simulations diverge after just a few days for small perturbations introduced in their initial conditions. RCMs are driven in their lateral boundaries, which ought to exert some control on the divergence of solutions. But it has been found that small difference in the initial conditions of RCMs also leads to simulations that can differ significantly. However, these differences are not as large as those arising in GCMs simulations (de Elía et al. 2002). The variation of IV as function of the domain size in mid-latitudes region was evaluated by Alexandru et al. (2007) using CRCM.

Giorgi and Bi (2000) have shown that for a mid-latitude domain, the IV is insensitive to either the magnitude or the type of perturbation; but IV depends strongly on the synoptic situation, season and region in the study, as well as on the model configuration. Rinke et al. (2004) confirmed those results for an Arctic domain. There was also confirmed that the magnitude of IV diminishes with reduction of the domain size (Rinke and Dethloff, 2000). There was finally noted that IV is larger over the Arctic than for a domain of the same size located in mid-latitudes.

The Arctic region is of particular interest because large impacts of anticipated anthropogenic climate changes are projected over that region, and some are already observed. For this reason, it is important to simulate accurately the details of the Arctic climate, which requires models that are capable of representing the different modes of the natural variability occurring over that area. Numerous studies have been performed to investigate the sensibility of models over the Arctic. In the ARCMIP project (Rinke et al. 2006) 8 different RCMs were employed and the study confirmed the uncertainties of climate simulations over the Arctic. It

showed that scatter among the models is important especially at lowest levels as a consequence of the fact that each model has its own scheme for various physical processes, such as surface parameterization, radiation, cloud microphysics, etc.

The objective of our experiment is the evaluation of the IV in the CRCM simulations over a region bordering the Arctic. The methodology used employs the Big-Brother Experiment approach. The BB simulation is performed over the domain that covers a large region with 250 by 250 grid points and horizontal spacing of 45 km. Subsequently, two Little-Brothers with domains of 190 by 190 (LB190) and 106 by 106 (LB106) grid points were used. LBs were compared with BB over an area common to all runs of 74 by 74 grid points that covers Greenland, Iceland, the Norwegian Sea and the North Atlantic Ocean. This area was chosen because it is characterized by high topography and by large natural variability, as it comprises Greenland and the northern part of the Atlantic storm tracks. In order to study the IV over each of two LB domains, an ensemble of 20 simulations differing only in 24 hours in their initialization was produced. The differences between the ensemble members are associated with the IV of the model in a given BB framework. On the other hand, the comparison of the simulations executed over different LB domains highlights the influence of the computational domain size on the results. The advantage resulting from the utilization of the BBE framework is the opportunity to evaluate the small-scale features and to study their behaviour. In the experiments earlier described, it has been shown that IV generally decreases with the reduction of the domain size; in our study one of the goals is to examine whether this is also true for the IV of the small-scale features.

The work is organized as follows. In Section 2 the description of the model and experimental set-up are presented. In Section 3 the analyses of the results are described: Section 3.1 comprises the comparison of the LB simulations with the BB and Section 3.2 contains the study of the IV. Concluding remarks are summarized in Section 4.

2. Description of the model and experimental set-up

The model used in this study is version 3.6.1 of the Canadian Regional Climate Model (CRCM), a limited-area grid-point model introduced by Caya and Laprise (1999). The CRCM solves the fully elastic non-hydrostatic Euler equations by using a semi-Lagrangian semi-implicit three-time-level scheme. The model utilizes the physical parameterization package of the second-generation CGCM (GCMii; McFarlane et al. 1992), with the exception of Betchold-Kain-Fritsch deep- and shallow-convection parameterization scheme (Betchold et al. 2001; Kain and Fritsch, 1990). In the horizontal, the model computes on a staggered Arakawa C-grid in polar-stereographic coordinates. The grid-point spacing used is 45 km, true at 60°N. In the vertical the model is integrated on 18 levels defined by the terrain-following Gal-Chen coordinates (Gal-Chen and Somerville, 1975). The one-way nesting technique employed is that proposed by Davies (1976) and developed by Robert and Yakimiw (1986) and Yakimiw and Robert (1990), which utilizes the relaxation of the CRCM-simulated horizontal winds toward the driving data in a nine-point wide buffer zone along the lateral boundaries. In addition the domain-mean surface pressure is restored to that of the driving data at each time step. The lateral boundary conditions (LBC) for sea-level pressure, temperature, horizontal winds and humidity are applied at every 15-minute time steps by linear interpolation of six-hourly driving data. The sea surface temperature and sea ice cover are obtained by interpolating in space and time the AMIP (Gates, 1992) monthly values of sea surface data.

2.1. Experimental framework

The methodology used here is inspired by the work of Alexandru et al. (2007) and of Leduc and Laprise (2009). It employs the perfect-prognostic approach “Big-Brother Experiment” (BBE) protocol (Denis et al. 2002) combined with the use of ensemble of simulations in order to evaluate the IV and to investigate its variation as a function of the domain size. The

use of BBE provides us a reference simulation in order to assess the performance of the simulations for the small-scale features.

Firstly, a simulation called Big-Brother (BB) driven at its lateral boundaries and initialized by NCEP reanalyzes was performed over 3 months (August, September and October) of the year 1999. The autumn season was chosen because it is characterized by an important cyclone activity in the area that we took as a comparison zone (Rinke et al. 2004, Serreze et al. 2001). The BB simulation that serves as a reference climate, has a domain of 250 by 250 grid points and it covers a large area over the northern hemisphere, with its centre over northern Atlantic Ocean region (fig. 1). This simulation is then filtered applying a low-pass filter based on the Discrete Cosine Transforms (DCT) adapted by Denis et al. (2002a), which eliminates all scales shorter than 945 km and does not affect those longer than 1890 km, with a square cosine transition in intermediate length scales. The result of this transformation is the data set referred to as the Filtered Big-Brother (FBB) that contains only large-scale features. In the next step of the experiment, the FBB data is used to provide initial and lateral boundary conditions for the simulations nested in the BB's interior. Those Little-Brother (LB) simulations have domains of 190 by 190 and 106 by 106 grid points (fig. 1). It is worth noting that in order to use the BB as a driving simulation to a LB, it has been firstly de-staggered from the model's Arakawa-C grid, then interpolated from the Gal-Chen topographic to pressure levels coordinates, filtered with the DCT filter and finally converted back to Gal-Chen coordinate and re-staggered. These numerical interpolations can be seen as additional a weak spatial filters to the DCT filter.

The following step in the experiment is to create an ensemble of simulations over each LB domain. Every member in the ensembles is performed with an identical model, except for different initial time. The first member in each ensemble is started 5 days after the beginning of the BB simulation, on August the 6th, to provide enough time to the BB to spin-up. All other 20 members are integrated starting 24 hours apart from one another. Again, to let enough time to the LBs to develop the fine scale features from IC and LBC, only the two-month period of September and October has been used for evaluation against the BB, over a common verification zone of 74 by 74 grid points covering the North Atlantic Ocean region

(fig. 1). The assessment of the LB simulations will include a separation of meteorological fields into small and large scales, again using the DCT. To do this, the fields have been filtered over a 84 by 84 grid-point region encompassing the verification area; then a 5 grid-point wide lateral zone around the perimeter has been removed. This procedure eliminates the slope of the fields near the boundary to reduce the Gibbs's effect due to the use of Fourier filtering.

2.2. Statistical analysis

In order to compare the LB's ensembles with the BB over the common area, various climate statistics have been used. Any meteorological field $X(i, j, k, t)$ defined at grid point (i, j, k) and at time t can be decomposed as:

$$X(i, j, k, t) = \overline{X(i, j, k)} + X'(i, j, k, t) \quad (1)$$

where $\overline{(\cdot)}$ represents the time average (stationary component of the field) defined as:

$$\overline{X(i, j, k)} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T X(i, j, k, t) \quad (2)$$

Here, T is the number of time steps during the evaluation period. The deviation from the average, represented by $(\cdot)'$, is related to the transient-eddy variance:

$$\overline{X'^2(i, j, k)} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (X(i, j, k, t) - \overline{X(i, j, k)})^2 \quad (3)$$

Here we used non-biased variance because the sample is large enough, so that ratios $1/T$ and $1/(T-1)$ converge to the same value. The same field X can also be decomposed into two spatial components:

$$X(i, j, k, t) = X_{ls}(i, j, k, t) + X_{ss}(i, j, k, t) \quad (4)$$

where ls and ss refer to the large- and small-scale components, respectively, obtained using the DCT with the same cut-off length scale used to filter the initial and lateral boundary conditions.

Any field can be further decomposed as:

$$X(i, j, k, t) = \langle X(k, t) \rangle + X^*(i, j, k, t) \quad (5)$$

where $\langle \cdot \rangle$ represents spatial average over the verification domain:

$$\langle X(k, t) \rangle = \frac{1}{I^* J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J X(i, j, k, t) \quad (6)$$

and $(\cdot)^*$ is the spatial deviation from the domain average. When X is the time average, X^* corresponds to stationary-eddy perturbations. Here, we considered that the grid is nearly uniform. Therefore any weight factors were neglected, as their values were expected to be close to one.

The temporal (R'_m) correlation coefficient for any member in the ensembles can be defined as follows:

$$R'_m = \frac{\langle X'_m X'_{BB} \rangle}{\sqrt{\langle X'^2_m \rangle} \sqrt{\langle X'^2_{BB} \rangle}} \quad (7)$$

where $(\cdot)_m$ refers to the value of variable X for the m -th member in the LB ensemble and $(\cdot)_{BB}$ is the corresponding variable in the BB simulation. This coefficient can be calculated

separately for the small- and large-scale components. It gives a measure of the similarity between the transient-eddy component of each member in the LB ensembles and that of the BB simulation.

Similarly to R'_m , the spatial correlation coefficient (R^*_m) can be also defined:

$$R^*_m = \frac{\langle X_m^* X_{BB}^* \rangle}{\sqrt{\langle X_m^{*2} \rangle} \sqrt{\langle X_{BB}^{*2} \rangle}} \quad (8)$$

This coefficient as well can be calculated separately for the small- and large-scale components. The spatial correlation coefficient can be used in two ways. When X corresponds to the time-average of a variable, then R^* gives a measure of the similarity between the stationary component for each member of the LB ensembles compared to the BB simulation. When on the other hand, X corresponds to the transient-eddy standard deviation (square root of (3)) then R^* gives a measure of the similarity between the spatial pattern of the transient-eddy component for each member of the LB ensembles compared to the BB simulation.

The overall intensity of the transient eddies can be compared for each member in the ensembles with the BB, by computing the transient-eddy variance ratio as follows:

$$G'_m = \frac{\langle \overline{X_m'^2} \rangle}{\langle \overline{X_{BB}'^2} \rangle} \quad (9)$$

The same can also be done for stationary eddies:

$$G_m^* = \frac{\langle \overline{X_m^{*2}} \rangle}{\langle \overline{X_{BB}^{*2}} \rangle} \quad (10)$$

The transient-eddy relative mean square difference (time and spatially averaged) between each member of the LB ensembles and the BB is also calculated as:

$$MSD_m = \frac{\langle (X'_m - X'_{BB})^2 \rangle}{\langle X'^2_{BB} \rangle} \quad (11)$$

Finally in order to have a single score for the LB ensembles, the ensemble average of these variables has been also calculated:

$$\bar{X}^{en} = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M X_m \quad (12)$$

where X_m could for example be one of the following variables: R'_m , R^*_m , G'_m , G^*_m or MSD_m , and M is the LB ensemble size, equal to 20 in our case for both LB domains.

IV of the LB has been calculated by employing the variance amongst members of the ensemble, defined as follows:

$$\sigma_{en}^2(i, j, k, t) = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M (X_m(i, j, k, t) - \bar{X}^{en}(i, j, k, t))^2 \quad (13)$$

To show the time evolution of IV, it is convenient to use its relative measure obtained by normalising the ensemble variance with respect to the BB's transient-eddy variance, both spatially averaged:

$$\frac{\langle \sigma_{en}^2 \rangle}{\langle X'^2_{BB} \rangle} \quad (14)$$

For the representation of the IV's spatial distribution, the time-averaged ensemble variance is utilized:

$$\overline{\sigma_{en}^2}(i, j, k) = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T \sigma_{en}^2(i, j, k, t) \quad (15)$$

To evaluate the relative differences between the small-scale transient-eddy components of members in the ensemble and the BB, the following statistics was defined:

$$D_{m_{ss}}(i, j, k) = \frac{\overline{X_{m_{ss}}'^2(i, j, k)} - \overline{X_{BB_{ss}}'^2(i, j, k)}}{\overline{X_{BB_{ss}}'^2(i, j, k)}} \quad (16)$$

Again, to obtain the single score corresponding to the whole ensemble for each LB domain size, ensemble average of (16) was calculated utilizing (12).

3. Analysis of the results

In this section we analyze the results obtained with two twenty-member LB ensembles, one simulated over a « small » domain of 106 by 106 grid points (LB106), and the other over a « large » domain of 190 by 190 grid points (LB190). In Section 3.1 we start the analyses with the comparison of LB simulations with the BB reference, investigating the impact of the domain size on the LB solution. Temporal evolution and spatial distribution of the internal variability will be investigated in the Section 3.2.

3.1. Comparison of the Little-Brother simulations with the Big-Brother reference

3.1.1. Spatial correlation

Individual members in the LB ensembles will be compared with the BB simulation, over the 74 by 74 grid-point evaluation zone shown in figure 1. The fields studied here are the 850hPa geopotential height (ϕ_{850}), precipitation rate (pcp) and kinetic energy at 500hPa (ke_{500}) and 925hPa (ke_{925}) levels. In order to save space, only the two LB members with the highest and the lowest correlation coefficients will be shown, for the two LB domain sizes. The members will be identified as mL_n and mS_n where n is the member number in the sequence used to generate the ensemble over the large- and small-domain ensembles, respectively; this will be useful to identify whether the best/worst members are the same or not for different fields.

Large-scale stationary component of the ϕ_{850} is shown on figure 2. Over the LB106, the spatial correlation coefficient R^* is very high, above 99% for all members. For the LB190, the correlation varies between 85.9 and 98.7%, and the worst member is noticeably different from the BB. The small-scale stationary component of the ϕ_{850} is shown on figure 3. Over the smaller LB domain the spatial correlation is high, above 97%, while over the larger domain it varies between 91% and 96%. The large-scale transient-eddy standard deviation of the 850hPa geopotential height is presented on figure 4. Over the

LB106, R^* is very high, between 98.6 and 99.3%. Over the LB190, the highest correlation is equal to 95.5%, but the lowest one is very low 7.6%. Given that the large scales are driven at the lateral boundaries, this may sound surprising; the low correlation indicates that this member has suffered from the phenomenon referred to as “intermittent divergence in phase space” (von Storch 2005 a and b). Figure 5 shows the small-scale transient-eddy standard deviation of ϕ_{850} . For the LB106, there is a noteworthy deficit of the small-scale amplitude compared with the BB simulation in the storm track region of the North Atlantic, reflecting the distance required for the spin-up of small scales that are absent at the lateral boundaries (e.g., Leduc et Laprise, 2009); domain-average values of variance ratio (G') range between 78% and 83% (see table A1, Annex A). Over the smaller LB domain, the spatial correlation coefficient varies between 66% and 72%. For the LB190, domain-average values of variance ratio are between 90 and 112%, and R^* takes values ranging from 54 to 68%.

Interesting is that for the $\phi_{850} mL_{11}$ has the lowest correlation coefficient for both the ss and the ls stationary components. Somewhat surprisingly though mS_2 has the highest correlation for the transient-eddy ls component, but the lowest for the stationary ls component. Also, noteworthy is that all members over the smaller domain have the deficit of the transient-eddy variance compared to the BB for large- and for small-scales (table A1).

The best and the worst spatially correlated ensemble members over both LB domain sizes for the large-scale stationary component of precipitation are shown on the figure 6. The spatial correlation coefficient varies between 93 and 89% for the LB106 and between 96 and 78% for the LB190. Rather surprising is that the best-correlated member over the larger domain has higher correlation than the best-correlated member over the smaller LB, which we interpret as reflecting the fact that the entire range of the probability distribution function is not fully realized with a 20-member ensemble. Small-scale stationary component of the pcp field is presented on the figure 7. Over the LB106, the correlation coefficient varies between 87 and 83%; both of these values are larger than the R^* of the best-correlated member for the LB190 which is equal to 79%. For the large-scale transient-eddy component (fig. 8), the best-correlated member over the LB190 has the same value of R^* as the worst-correlated member over the LB106, equal to 86%. For the small-scale transient-eddy

component (fig. 9), the same *mL_12* has the worst spatial correlation, equal to 58%. Spatial correlation over the small domain varies between 66% and 76%, while the best correlation over the larger LB is equal to 72%. We note that while over the smaller domain the small-scale transient eddies amplitude is deficient compared to the BB simulation, over the larger domain the variance ratio is somewhat excessive (in 16 of the 20 members) (see table A2); this surplus of the small-scale features is specially important along the storm tracks area: this behaviour yet remains to be explained. It is noteworthy that over the LB190, the *mL_12* member has the worst correlation for both small- and large-scale transient-eddy components, member *mL_16* has the highest correlation for both the *ls* stationary and *ls* transient-eddy components, and *mS_18* has the highest correlation for both the *ss* stationary and *ss* transient-eddy components of precipitation; as previously mentioned, *mS_18* also has the best correlation for the transient-eddy *ss* geopotential height at 850hPa.

The kinetic energy *ke500* and *ke925* associated with the simulated wind velocity at 500hPa and 925hPa, has also been studied. The large-scale stationary component of *ke500* (fig. 10) exhibits very high correlation over the LB106, larger than 99% for all ensemble members. Over the LB190, spatial correlation is somewhat smaller, varying between 91.1 and 98.7%. The small-scale stationary component of the *ke500* (fig. 11) has correlation coefficients ranging from 69.8 to 75.5% over the LB106. For the LB190, R^* is much smaller, varying between extremely small value of 9.2% and 32.9%. Large-scale transient-eddy component of the *ke500* (fig. 12) shows also very high correlation, larger than 99% over the smaller LB domain. Over the larger domain, the best-correlated member has $R^*=97.7\%$ and the worst-correlated $R^*=74.9\%$. For the small-scale transient-eddy component (fig.13), spatial correlation coefficients for the LB106 vary between 86 and 84%. For the LB190 best-correlated member has $R^*=93\%$ and the worst-correlated one 62%. Interesting here is that for the *ss* transient-eddy component of the *ke500*, the value of R^* for the best-correlated member over the larger domain is significantly higher than that over the smaller domain. Also noteworthy are the very small values of the *ss* transient-eddy variance ratios among the members over the smaller domain (see table A3).

Kinetic energy at 925hPa level, large- and small-scale features of stationary and transient-eddy components are shown on figures 14-17. For the *ls* stationary component (fig. 14), the worst member for the LB190 *mL_11* has a spatial correlation of 74%, while the best-correlated member has R^* equal to 96%. Over the LB106, R^* are very large, between 98 and 97%. The *ss* stationary component (fig. 15) has the largest correlations over the LB106 with values between 95 and 93%, while over the LB190 correlations vary between 71 and 87%. For the *ls* transient-eddy component (fig. 16), the highest correlation is 96% for the LB106 and 88% for the LB190, while the lowest correlation over the LB106 is 94% compared to 67% for the LB190. For the *ss* transient-eddy component (fig. 17), the spatial correlation coefficient ranges from 88 to 91% over the LB106 and from 66 to 87% over the LB190.

Member *mL_11* has the lowest correlation coefficients for the *ss* and *ls* transient-eddy components of *ke500* for the LB190. The same member also has the lowest correlation for the *ss* and *ls* stationary and transient-eddy components of *ke925*, as well as for the *ls* stationary component of *pcp*, and for the *ss* and *ls* stationary components of *phi850* for the larger domain size. This is evidence that a proper control of the large scales is required for an accurate generation of small scales in dynamical downscaling.

It is noteworthy that the range of correlation values between the best- and the worst simulations is always larger for the larger domain, for all the fields analyzed here. This is the consequence of the larger internal variability over larger domains, as noted by Lucas-Picher et al. (2007) and Alexandru et al. (2007), and as it will be confirmed within the context of the Big-Brother Experiment in the following sections.

3.1.2. Ensemble-averaged relative difference between small-scale transient-eddy components of members in the ensembles and the Big-Brother

The relative difference between each member of two ensembles and the BB reference, as defined in (16), averaged over the ensemble, is used in order to identify how the transient-eddy small-scale component of the BB is reproduced by the ensemble of simulations over two LB domain sizes. Figure 18 shows this statistic for the kinetic energy field at 500 and 925hPa levels, for the mean sea level pressure, the precipitation rate field and for the relative humidity at 700hPa. Value of D in the corner of each figure represents the domain- and ensemble-average of the relative difference defined by (16) corresponding to every observed field.

Over the smaller LB domain, there is a notable underestimation of the transient-eddy ss features, especially in the region characterized by the strongest winds, as was noted previously. The underestimation is particularly strong at upper levels, as it is shown for the *ke500* and *rhum700*. However, the same deficit of small-scale transient-eddy amplitude is present closer to the surface as can be noted for precipitation and mean sea level pressure. As discussed in the previous section, the reason for this deficit is related to the spatial spin-up: over small domains and in the presence of strong flow, small scales that are absent at the lateral boundaries do not have sufficient time to develop before being advected out of the domain (e.g., Leduc and Laprise, 2009).

Such systematic underestimation is not found over the larger LB domain size even though there is a small deficit of the small-scale features for the *ke500* and *rhum700*. For the LB190 amplitudes of D are rather modest and vary with location from positive to negative values, except for the precipitation rate field where the positive values are fairly dominant over the whole domain. If we look at the ss transient-eddy variance ratio (G') between each ensemble member over larger LB and the BB (Annex A), it is clear that for the *pcp* this value is much larger than 100% for almost all members resulting in average with the overestimation

of BB's variance. For the *ke500*, for example, G' is also smaller than 100% for almost all members, which gives underestimation of the small-scale features. Depending on the spatial distribution of these under- or overestimations the domain average results in a small negative or positive value. On the other hand, for *ke925* almost all members over the larger domain have values of the transient-eddy variance ratio larger than 100%, which results in a positive value of D .

3.1.3. Ensemble-averaged temporal correlation and transient-eddy variance ratio

In this section, transient-eddy variance ratio and time-correlation coefficient between LB members and the BB, for the small- and large-scale component of kinetic energy and relative humidity, are investigated as a function of the domain size and pressure level (figures 19 and 20). These statistics were calculated by using equations (9) and (7), respectively, for each member of two ensembles of simulations. Then these statistics were spatially averaged over the evaluation zone and ensemble-averaged amongst the members to get a single score for each of the two LB domains.

Figure 19 shows the domain- and ensemble-averaged transient-eddy variance ratio of *ke* and *rhum* over two LB domain sizes, for the *ls* and *ss* components. The *ls* variance ratio is within 20% of 100% for both variables over both domain sizes. The slight general decrease of *ls ke* variance with height is not yet explained and is under investigation. The variance ratio of *ss* is close to unity over the larger domain, but over the smaller domain, it is always below unity and decreasing with altitude, reflecting the earlier raised spin-up issue.

Domain- and ensemble-averaged temporal correlation of the *ls ke* (fig. 20) generally increases with height, up to about 500hPa, for both domain sizes, reflecting the stronger dynamical control exerted by the lateral boundaries on the LB solution with stronger flow through the domain. The corresponding field for the small scales, however, shows a general decrease with height for both variables, reflecting the aforementioned spin-up process that takes place because small scales are absent in the LBC. We note that the correlation for *ls*

features is larger over the LB106, indicating the stronger control exerted by the LBC on the solution within smaller domain. The correlation for *ss* features is also larger over the smaller domain, which we interpret as a consequence of the large scales conditioning the development of small scales (Diaconescu et al. 2007). The time correlation of *ss* is however very small over the LB190, which we interpret as the counterpart in climate simulations of the rapidly vanishing predictive skill in the context of deterministic forecast simulations (de Elía et al. 2002).

3.1.4. Taylor diagrams

The Taylor diagram (Taylor 2001) is an excellent tool to show simultaneously three statistics: correlation coefficient, eddy variance ratio and relative mean square difference. These statistics will be calculated by using equations (7)-(11) for kinetic energy at 500hPa and at 925hPa, for geopotential height and temperature at 850hPa, for relative humidity at 700hPa, and for the precipitation rate, for the small- and large-scale features, separately, and for the stationary and transient-eddy components. On the figures (21)-(24), green points and black triangles represent each of the twenty members over the large and small LB domains, respectively. The red point and blue triangle correspond to the ensemble average of the simulations over the LB190 and LB106, respectively.

Figure 21 shows the Taylor diagrams for the large-scale stationary component. Most fields exhibit fairly high spatial correlation, somewhat larger over the smaller domain where the members are very similar, nearly identical for some fields, indicating the strong control exerted by the LBC and surface forcings such as Greenland's topography and sea surface temperature contrasts. Over the larger domain on the other hand, the members exhibit substantial scatter in their statistics; interestingly enough the ensemble average exhibits a larger correlation than most individual members.

Figure 22 shows the statistics for the small-scale stationary component. Overall the behaviour is similar to that of the large-scale stationary component, but with smaller spatial

correlations. The best results are generally obtained over the LB106, which we interpret as a consequence of the stronger control exerted by the LBC on the flow, interacting with stationary small-scale forcings, such as topography and sea surface temperature contrasts. It is noteworthy that the correlation of ensemble average in this case is always higher than for any of the individual members.

The statistics for the large-scale transient-eddy component are shown in figure 23. The temporal correlation is rather modest for simulations over the LB190 where the scatter amongst the members is larger; but interestingly the scatter is smaller (in relative terms) than it was for the stationary component. Over the large domain, the correlation coefficient of the ensemble average is always higher than that of any of the individual members, but its variance is deficient due to partial destructive interference of patterns between members.

Figure 24 shows the statistics for the small-scale transient-eddy component. The time correlation is generally very small for both domains, almost vanishing for the larger domain. This has been noted in previous studies (e.g. the review by Laprise et al. 2008); while this is quite problematic for case studies, it is not necessarily considered detrimental for climate applications. The variance has near perfect amplitude over the LB190, but is systematically deficient over the LB106 due to the abovementioned spatial spin-up problem. Understandably the variance of the ensemble mean is smaller than that of any of the members due to destructive interference of different time evolution of small scales in the members; this is particularly evident for the larger domain, but it is even detectable for the smaller domain results. Comparison of the values of the temporal correlation coefficients in the present experiment with those obtained by Leduc and Laprise (2009) for domains of similar sizes but for a mid-latitudes region, reveals a larger control by LBC for the mid-latitudes domain characterized by stronger westerly flow.

In order to exemplify the damping effect of ensemble averaging, figure 25 shows the square root of the transient-eddy small-scale variance for kinetic energy at 500hPa and precipitation, for the BB and the ensemble averages of the LB simulations for the two domains. The ensemble average over LB190 contains much less fine-scale features than over

the LB106, despite the fact that individual members contain more variance in the small scales over the larger than over the smaller domain. This is a consequence of the larger internal variability (IV) over large domains (Alexandru et al. 2007). When IV is important, the fields simulated by members are poorly correlated with each other, hence there are the destructive interferences between patterns in the computation of the ensemble mean.

3.2. Study of the Internal Variability

3.2.1. Temporal evolution of the internal variability

We will now study the time evolution of internal variability during the two-month integration period (September and October), for the mean sea level pressure (*mslp*), precipitation rate (*pcp*), kinetic energy (*ke*), relative humidity (*rhum*) and temperature (*temp*) fields. Internal variability is represented here as the domain-averaged inter-member variance normalized with respect to the transient-eddy variance of the BB (equation 14), i.e. with respect to natural variability.

Over the LB106, internal variability of every field remains rather small at all time, but it reaches its maximum during the first ten to twenty days of the simulated period and its minimal value between days 35 and 50. For all fields, relative IV is larger for small scales than for large scales at all times. Over the LB190, the IV is larger and it exhibits a totally different time evolution compared to the solution obtained for the smaller domain. IV generally remains large during the entire simulation period.

The IV of the *mslp* (fig. 26) for the LB106 shows an important variability only trough the *ss* component during the period of first 30 days, while the *ls* component exhibits very small variability during the entire integration period. IV of the *mslp* over the LB190 displays a quite different nature compared to that over the smaller domain. For the *ls* component, it increases gradually during most of the integration period except during the last few days when it decreases somewhat. Small-scale IV also increases gradually, but it increases notably

at the end of the simulated period, exceeding the value of one (i.e. it becomes of the same magnitude as natural variability).

Over the LB106, the IV of the *pcp* field shows two maxima, one around day 10 and another one around day 56 (fig. 26). IV of the *pcp* over the LB190 is much larger and exhibits frequent variations from values of the order of 0.5 to peaks of about 2, which indicates that the LB simulation is then running free, i.e. unconstrained by the conditions applied at the lateral boundaries.

Kinetic energy (*ke*) (fig. 27) shows the most remarkable difference between the two domain sizes, at all heights. As for the precipitation field, the *ss* IV over the LB190 exceeds the value of two in some periods of integration. As for the *mslp* and *pcp* fields, there is a notable IV's reduction after day 35 for the smaller domain. It is worth nothing that for the whole two-month period, the simulations over the LB106 exhibit larger IV at lower levels than at higher levels for the small-scale component. Over the LB190 the *ss* IV is much larger in the second part of the period. It is larger at higher levels during the maximum around days 30-40, while during the last ten days of the simulation it is the largest at lower levels. Also interesting is the widely different amplitude of the *ls* IV at the lower and the higher levels in the last 10 days of the integration. A closer look to figures 27 and 26 reveals that the temporal evolution of the *ss* IV of *pcp* and *ke* fields follows that of the large scale. During the periods when the *ss* IV attains the value of 2, the large-scale's IV is also large. This means that *ss* IV is preconditioned by that of the large scale. Similar behaviour can be noted for the smaller domain as well, for all fields. However, for the larger domain, the small scale becomes free even though large-scale component stays always constrained by the LBC. This confirms again that the domain of LB190 is too large to be completely controlled by the conditions imposed at its boundaries. The *ls* IV is very important during some periods of integration although the LBC are the same for all ensemble members. Therefore, the variability of the *ls* becomes large enough to imply the complete independence of the *ss* on the LBC.

Over the LB106, IV in the relative humidity field (*rhum*) (fig. 28) decreases during the first half of the integration and increases briefly near the last few days. Both *ss* and *ls*

components of IV are much larger over the LB190. Over both domains, larger *ss* IV occurs at higher levels for the first 30 days of the investigation period.

IV of the temperature field (*temp*) (fig. 29) exhibits the similar comportment for both domain sizes as other fields described before. For the *ls* components over both domains, however it is smaller than for *ke*. For the larger domain, IV in *ss* slowly increases during the time at all pressure levels.

The fluctuating evolution of the IV is significantly conditioned by the synoptic situation. Episodes of a stronger IV correspond to periods of important cyclone activity while weaker IV was found during the dominance of high-pressure systems. Larger magnitude of IV is associated with different intensities, positions and trajectories of the low pressure systems obtained by each ensemble member. However, depending on the domain size, the two LB ensembles produce different solutions for the same LBC, i.e. for a same given synoptic situation. This is why around the 40th day of integration over the smaller LB IV is close to zero and at the same period over the larger domain is much higher.

3.2.2. Horizontal distribution of the internal variability

In this section time-averaged ensemble variance (absolute IV) given by (15) is evaluated. This statistic for the small-scale component of the kinetic energy at 500hPa (*ke500*) and at 925hPa (*ke925*) and of the precipitation field (*pcp*) is shown on the figure 30. It is easily noted that the magnitude of the absolute IV is much smaller for the LB106, as mentioned earlier.

The absolute IV in *ss ke* over the larger domain is larger at 500hPa level than at 925hPa, and the maxima are not located at the same place: at 925hPa it is located on the southern and eastern of the Greenland coast, while at 500hPa it is located in the storm track, west of the Great Britain and south of Iceland. The location of the low-level IV is probably due to topography effects under varying flows while at higher levels it corresponds to the

large storm track natural variability. Over the LB106 the IV is stronger closer to the surface. However, its intensity is of an order of magnitude smaller than that over the LB190.

For *ss pcp*, the maximum of IV over the LB190 occurs near sharp topography, on the west coasts of Greenland and Norway. There is also a broad region of important IV in the North Atlantic Ocean, near and south of Iceland. Over the LB106, the magnitude of IV is much smaller and its maximum is located on the east coast of Greenland.

3.2.3. Vertical distribution of the internal variability

Figure 31 displays the vertical profile of domain- and time-averaged inter-member variance normalized by the BB transient-eddy variance, for geopotential height, temperature, kinetic energy and relative humidity field.

In general, IV of *ls* is near negligible over the LB106, while it varies between 10% and 80% depending on levels and variables over the LB106, indicating stronger control by the LBC over the smaller domain. By comparison, IV in *ss* fields is near unity for the LB190, and it is near 10 to 20% over the LB106; given the fact that small-scale information is not included in LBC, we interpret this result as indicating that large scales precondition the small scales in dynamical downscaling.

4. Conclusions

The purpose of this work was to evaluate the internal variability (IV) of the Canadian Regional Climate Model (CRCM) over a northern high latitude region and to estimate the effects of the domain size choice on the solution. To realize these objectives, the Big-Brother (BB) Experiment approach was used. For the first time in the series of BB experiments, the BB simulation is moved northward and has the domain that covers the major part of the northern hemisphere with 250 by 250 grid-points and a 45km spacing. An ensemble of twenty simulations for two Little-Brothers (LB), with domain sizes of 106 by 106 and 190 by 190 grid points respectively, were executed. It is the first time also that the ensemble of simulations was combined with the BB approach. Gain resulting from this combination is the possibility to analyze the small-scale features' behaviour corresponding to the model's added value. All simulations were driven with the same dataset obtained by applying a low-pass Discrete Cosine Transform (DCT) filter on the BB simulation. The only difference between the members in the ensemble was a 24-hour delay in the initialization. The analyses were performed over the common evaluation domain focusing on Greenland and the North Atlantic region with 74 by 74 grid points and a period of two months, September and October, of one year. Internal variability (IV) was defined as the spread between ensemble members, triggered as a result of the initial delay. Comparison of the results obtained for different domain sizes gives the effects of its reduction on the solution.

The analysis of the spatial correlation between each ensemble member and the BB reveals that over the smaller LB control exerted by the LBC is stronger than over the larger LB. This confirms the results of Leduc and Laprise (2009). The study of large-scale component of the kinetic energy field at different pressure levels shows higher correlation with the BB at upper levels as a consequence of the strengthening of winds with altitude. Small-scale component of the kinetic energy field generally have higher correlation coefficients at lower levels, over both LB domains. Better regeneration of the small-scale features closer to surface is due to the strong topography and to the continent-sea contrasts. In

addition, over the smaller LB domain, a deficit of the small-scale features is noted in the region characterized by the strongest winds as a consequence of the spatial spin-up problem.

The investigation of the ensemble-averaged relative differences between LBs and BB shows also the underestimation of the small-scales over the smaller LB in the most southern area of the domain characterized by very strong winds and with little topographic forcing.

Results showing the ensemble-averaged temporal correlation as a function of the pressure level and of the domain size are in agreement with previous experiments (e.g. Leduc et Laprise 2009): correlation is higher for the smaller domain than for the larger one, and it is larger for the large-scale than for the small-scale component. Ensemble-averaged transient-eddy variance ratio is bigger for the larger LB for both, small- and large-scale components of the fields, in agreement with earlier findings. There is a remarkable decrease of small-scale transient-eddy variance with altitude over the smaller LB as a consequence of the increase of wind magnitude with height.

Due to the important IV over the larger LB domain, the ensemble average strongly underestimates transient-eddy variance ratio compared to any of ensemble members individually, while it improves correlation with the BB. This is also true for the transient-eddy small-scale component over the smaller domain.

IV is more important over the larger domain of integration, which is in agreement with the previous findings (e.g. Rinke et Dethloff 2000). Time evolution of the IV is very different for the two LB domains. It is important to note that the small-scale's IV of the precipitation and kinetic energy fields simulated over the larger LB reaches, in some periods of integration, the critical value of 2, meaning that the solution becomes essentially free from the conditions imposed on the lateral boundaries. Closer investigation shows that IV of the ss is preconditioned by that of the ls ; when the small-scale's IV reaches value of 2, the large-scale IV is also very important. However, ls remains constrained by LBC during the whole period of integration, whilst ss exhibits periods of independence on LBC. This implies that

even with a very large ensemble of simulations over a large domain of integration, IV could have extremely high magnitude.

The IV's spatial distribution is also dependent on the domain size. Over the larger LB the magnitude of the IV is stronger at higher levels and maximum values are found in the region with the most important cyclone activity (storm track). At lower levels the IV is smaller and its maximum value was found in regions characterized by height topography. Over the smaller LB the larger IV was found closer to the surface but the intensity of the IV is an order of magnitude smaller than that found over the larger LB.

Intensity of the IV of small as well as of the large scales is almost invariant with altitude for the smaller LB domain. On the other hand, over the larger LB domain, the IV generally decreases with altitude and this reduction is particularly important for the large-scale component of all fields. This is explained by a strengthening of the winds with altitude that increases the control of LBC over the solution.

During the period September-October, the cyclone activity over the evaluation zone is very high as there are many cyclones passing through this area, moving from the North Atlantic to the Arctic region. According to the climatological values, the highest occurrence of the cyclones entering the Arctic region from the Greenland/Iceland Sea and Baffin Bay happens during the winter (Zhang et al., 2004). Also, throughout this period, the cyclogenesis takes place mostly east of Greenland, over the Barents Sea and in the Baffin Bay (Serreze et al., 2001). During the summer the temperatures are more uniform over the North Atlantic, leading to a weakening of the Icelandic low. This means that there are less cyclones moving towards the Arctic region. Therefore, the same experiment for the summer season would probably result in a smaller intensity of the IV, since the natural variability diminishes. However, the weakening of the zonal circulation during the summer could counterbalance this effect as the control by LBC decreases in this period.

The domain of the smaller LB has its surface dominated by the ocean, where all members feel the same forcing, as SST and sea-ice are prescribed in the simulations. This

certainly contributes to the stronger control over the simulations and diminishes the IV over this domain size.

Acknowledgements

This research was done as a project within the Canadian Network for Regional Climate Modeling and Diagnostics (CRCMD) financially supported by the Canadian Foundation for the Climate and Atmospheric Sciences (CFCAS) and the Ouranos Consortium on Regional Climatology and Adaptation to Climate Change. We would like to thank Mr. Mourad Labassi and Mr. Abderrahim Khaled for maintaining a user-friendly local computing facility. Thanks are also extended to the Ouranos Climate Simulation Team for their support of the CRCM software. We are also very thankful to Dr. Colin Jones for discussions regarding the choice of domain and season for this study and to Martin Leduc and Leo Separovic for their inspiring suggestions.

APPENDICE A: Transient-eddy variance ratio between ensemble members over two LB domains and the BB simulation

As a complement to the analysis of the spatial correlation between each ensemble member and the BB which highlights the control of the LBC over the solution, the calculation of the transient-eddy variance ratios (G') (equation 9) are also performed. The results are shown in the tables (A1)-(A4). Generally, the transient-eddy variance ratios are below 100% over the LB106 for both the *ss* and *ls* components of all studied fields. Over the LB190, G' takes values that are larger or smaller than 100% depending on the ensemble member.

Large-scale component of the *phi850* (table A1) of all members over the LB106 have transient-eddy variance ratios between 92 and 95%, while over the LB190 G' varies from 92 to 137%. G' of the *ss* component of *phi850* takes values from 78 to 83% over the LB106 and between 71 and 114% over the LB190. Very strong underestimation of the BB's variance over the small domain was found for the *pcp* field (table A2). Here, G' is smaller than 69% for both *ss* and *ls* components. On the other hand, over the larger LB the majority of members have $G' > 100\%$ for both scales. Underestimation of the transient-eddy variance for *ss ke* over the LB106 is larger at higher altitude than close to the surface because of the spatial spin-up problem (tables A3 and A4). Even over the LB190 G' of *ss* is larger than 100% at 925hPa while at 500hPa it is smaller than 100% for the majority of members.

Table A 1 Transient-eddy variance ratio of the 850hPa geopotential height between each ensemble member and the BB simulation for both domain sizes and for large- and small-scales

G' (%)	<i>phi850</i> large scale		<i>phi850</i> small scale	
<i>mms</i>	LB_106x106	LB_190x190	LB_106x106	LB_190x190
1	93	92	81	112
2	94	123	78	105
3	92	105	82	105
4	93	102	81	107
5	94	101	79	112
6	95	106	79	100
7	94	108	80	91
8	95	97	80	101
9	93	116	80	96
10	94	107	80	96
11	94	137	80	90
12	94	96	78	110
13	95	89	78	96
14	94	98	81	98
15	94	93	78	114
16	95	105	78	112
17	93	83	82	101
18	95	86	78	95
19	95	94	83	104
20	94	93	78	100

Table A 2 Transient-eddy variance ratio of the precipitation rate field between each ensemble member and the BB simulation for both domain sizes and for large- and small-scales

G' (%)	<i>pcp</i> large scale		<i>pcp</i> small scale	
<i>mms</i>	LB_106x106	LB_190x190	LB_106x106	LB_190x190
1	61	119	61	113
2	60	112	68	110
3	62	111	64	107
4	60	129	69	124
5	60	131	66	120
6	61	123	66	120
7	61	109	66	104
8	62	110	68	109
9	61	99	67	99
10	60	112	67	112
11	59	92	66	91
12	61	123	64	122
13	61	111	66	106
14	59	93	66	99
15	61	123	67	114
16	60	117	64	106
17	61	106	69	108
18	59	98	63	97
19	62	101	69	103
20	61	106	64	103

Table A 3 Transient-eddy variance ratio of the 500hPa kinetic energy field between each ensemble member and the BB simulation for both domain sizes and for large- and small-scales

G' (%)	<i>ke500</i> large scale		<i>ke500h</i> small scale	
<i>mms</i>	LB_106x106	LB_190x190	LB_106x106	LB_190x190
1	87	79	56	74
2	86	106	54	104
3	84	93	57	98
4	84	83	55	98
5	85	82	54	79
6	84	90	55	97
7	84	81	56	90
8	84	81	56	84
9	84	116	55	98
10	84	111	55	98
11	85	78	55	84
12	85	99	56	103
13	84	92	55	88
14	84	96	54	87
15	85	74	54	81
16	85	98	54	98
17	85	95	57	99
18	85	92	54	101
19	84	87	57	86
20	85	115	54	96

Table A 4 Transient-eddy variance ratio of the 925hPa kinetic energy field between each ensemble member and the BB simulation for both domain sizes and for large- and small-scales

G' (%)	<i>ke925</i> large scale		<i>ke925</i> small scale	
<i>mms</i>	LB_106x106	LB_190x190	LB_106x106	LB_190x190
1	87	144	82	146
2	88	107	80	102
3	86	108	81	104
4	88	104	80	114
5	88	115	80	123
6	88	109	81	114
7	87	98	82	107
8	86	96	83	101
9	86	88	81	99
10	86	108	81	105
11	88	99	81	104
12	88	117	81	113
13	88	89	82	98
14	86	99	80	101
15	87	102	81	115
16	88	103	81	107
17	87	103	82	97
18	87	96	81	101
19	86	95	84	100
20	87	97	80	97

APPENDICE B: Internal variability as a function of an ensemble size

We have highlighted the ominous presence of internal variability (IV) in simulations performed over large domains. Here we investigate the optimal ensemble size to estimate the strength of IV. The minimal number of members in an ensemble required for the robust estimation of the IV over a mid-latitude domain was estimated by Alexandru et al. (2007) to be about ten. We here proceed to evaluate that number for a northern high latitudes domain. From our 20-member ensembles, inter-member variances were calculated using two, five, ten, fifteen and twenty members for both LB domain sizes.

Figure B1 shows the time- and domain-averaged inter-member standard deviation ($\sqrt{\langle \sigma_{en}^2 \rangle}$) of 850hPa geopotential height calculated for the two LB domains. Figures B2-B4 show the time-averaged inter-member variance calculated for an ensemble of different sizes. It is clear that the estimates of IV vary greatly for the smaller ensembles, but they converge asymptotically to a stable value when the ensemble size increases. However, compared to the results obtained for mid-latitudes domain of 120 by 120 grid points (Alexandru et al. 2007), the solution here converges more slowly and a larger ensemble is required to get an accurate estimation of IV.

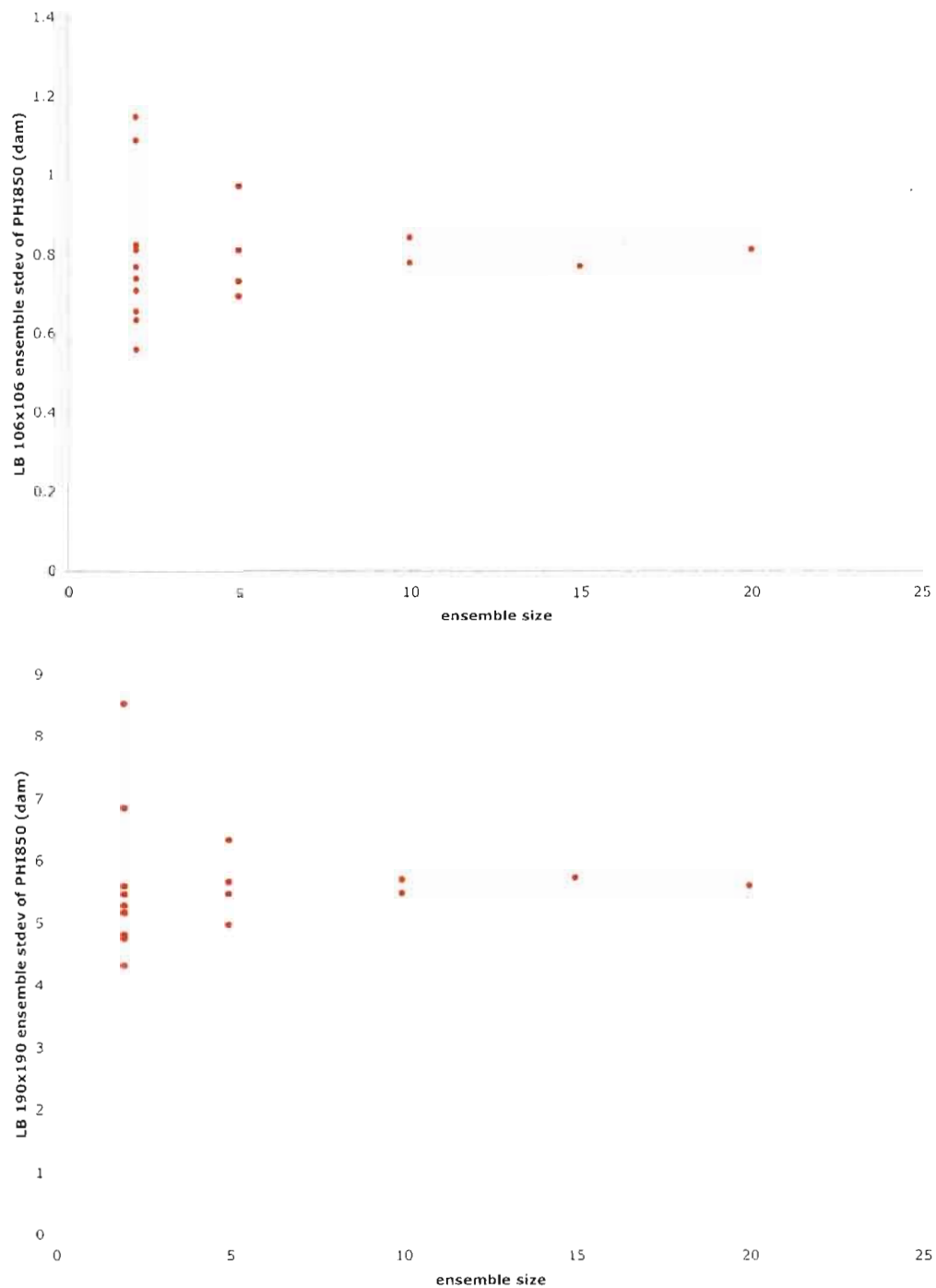


Figure B 1 Time-averaged grid-averaged internal variability of the 850hPa geopotential height over 106 by 106 (upper panel) and 190 by 190 (lower panel) grid-points LB domain calculated for ten 2-member ensembles, four 5-member ensembles, two 10-member ensembles, one 15-member and one 20-member ensemble

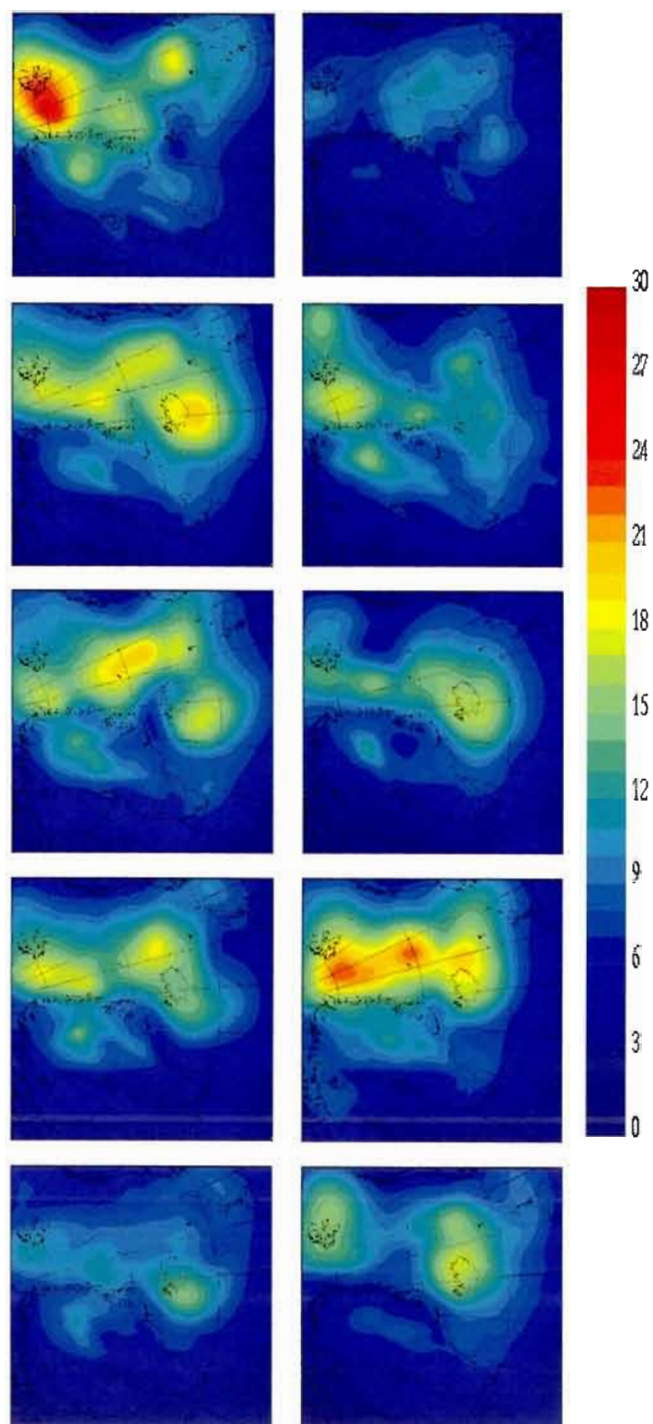


Figure B 2 Time-averaged ensemble variance of the 850hPa geopotential height for ten different two-member ensembles over 106 by 106 grid-points domain

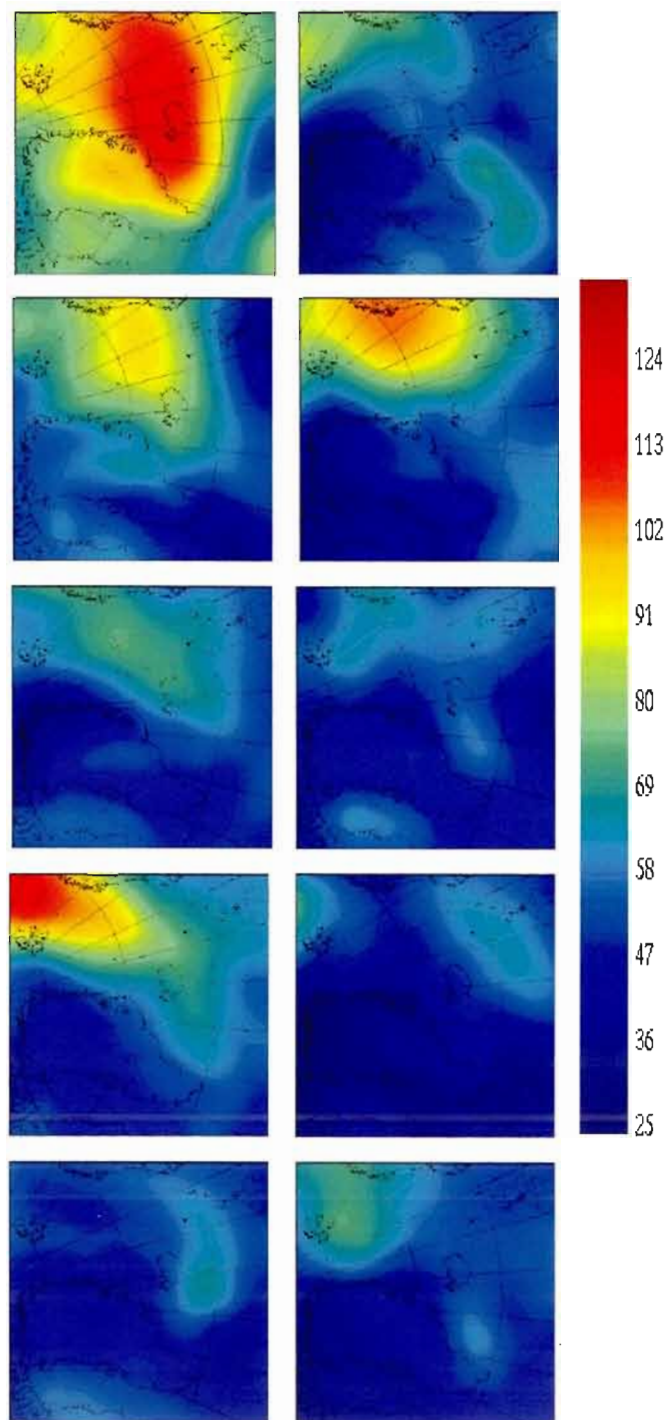


Figure B 3 Time-averaged ensemble variance of the 850hPa geopotential height for ten different two-member ensembles over 190 by 190 grid-points domain

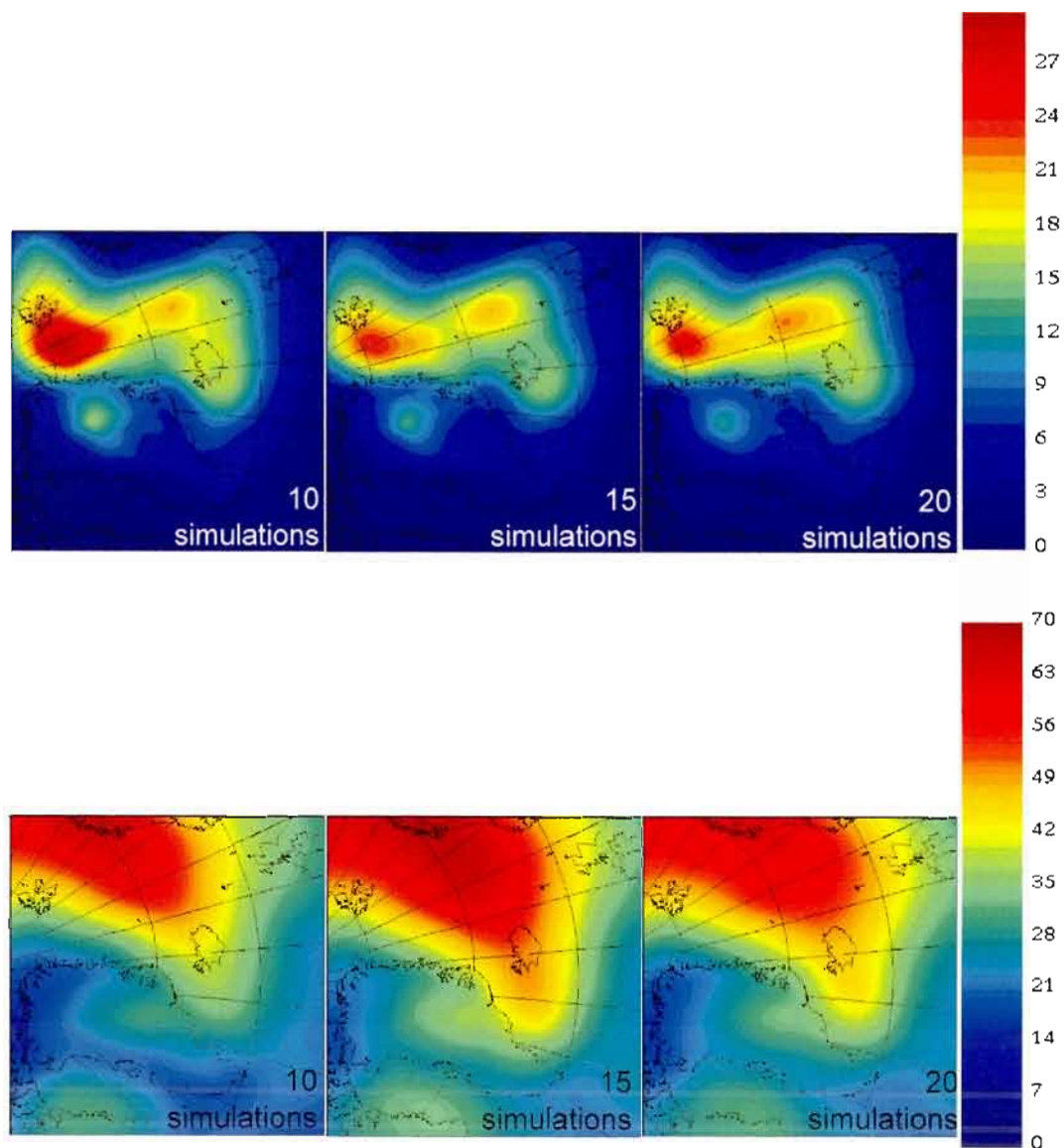


Figure B 4 Time-averaged 850hPa geopotential height ensemble variance for 10-, 15- and 20-member ensembles over the LB domains of 106 by 106 grid-points (upper panels) and 190 by 190 grid-points (lower panels)

FIGURES

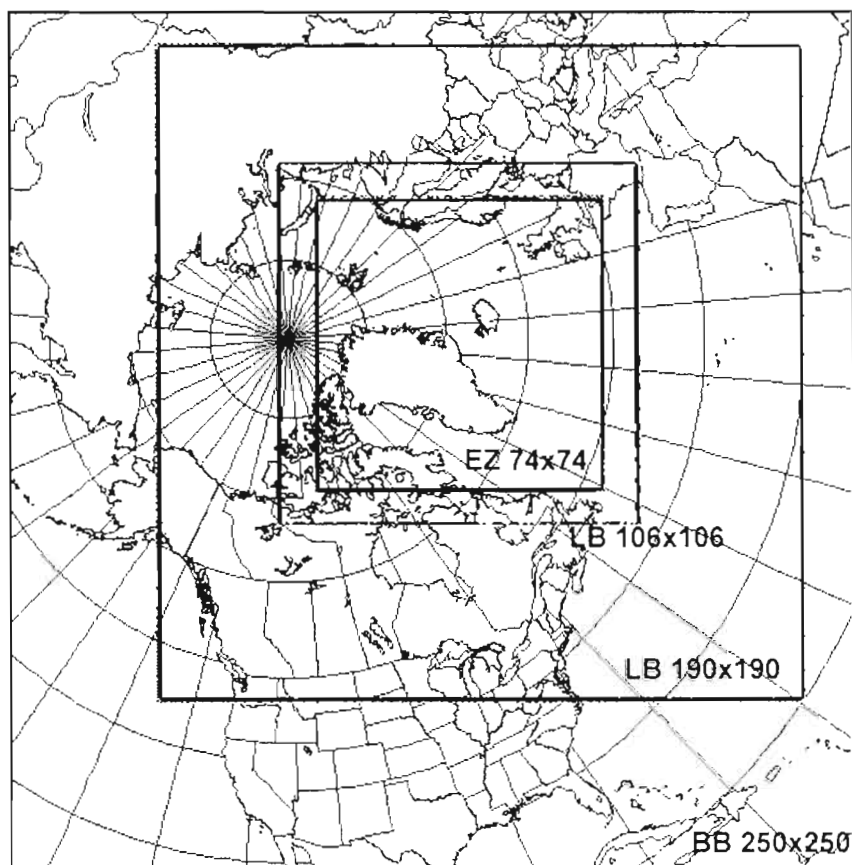


Figure 1 Simulation domains of BB (250 by 250 grid-points) and LBs (190 by 190 & 106 by 106 grid-points) with the evaluation zone of 74 by 74 grid-points

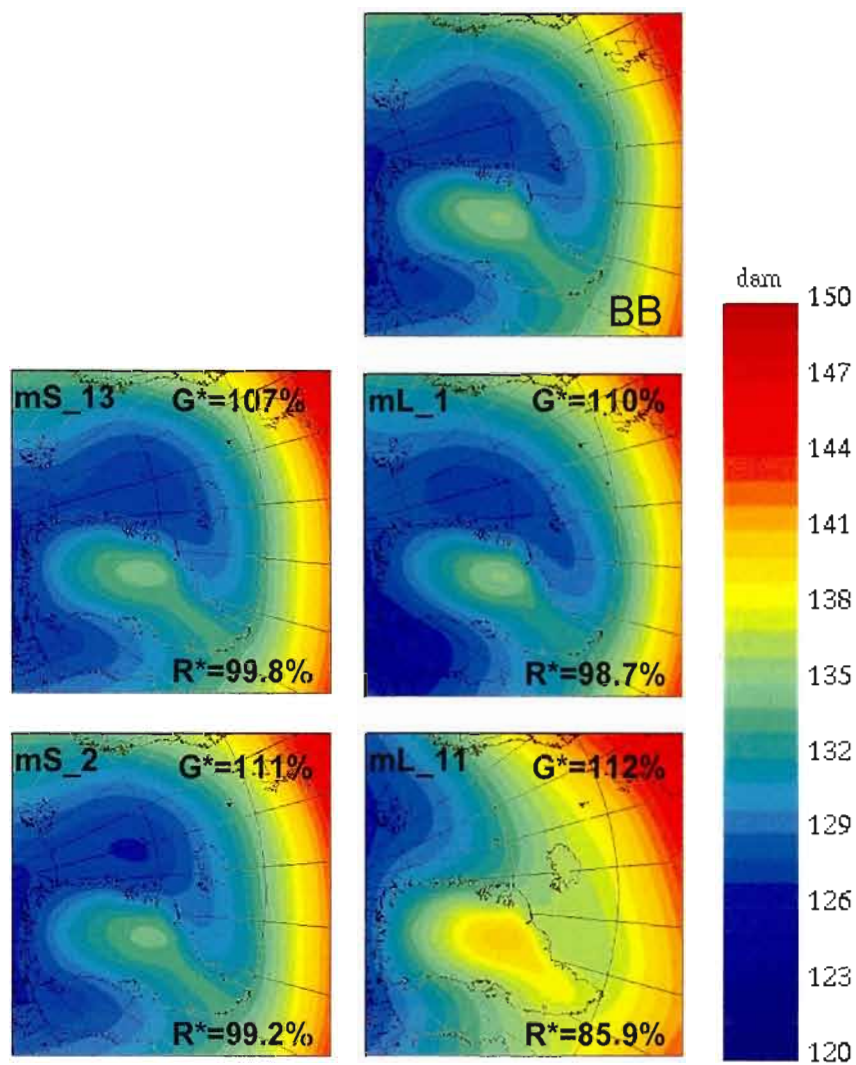


Figure 2 Large-scale stationary component of the geopotential height at 850hPa level simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

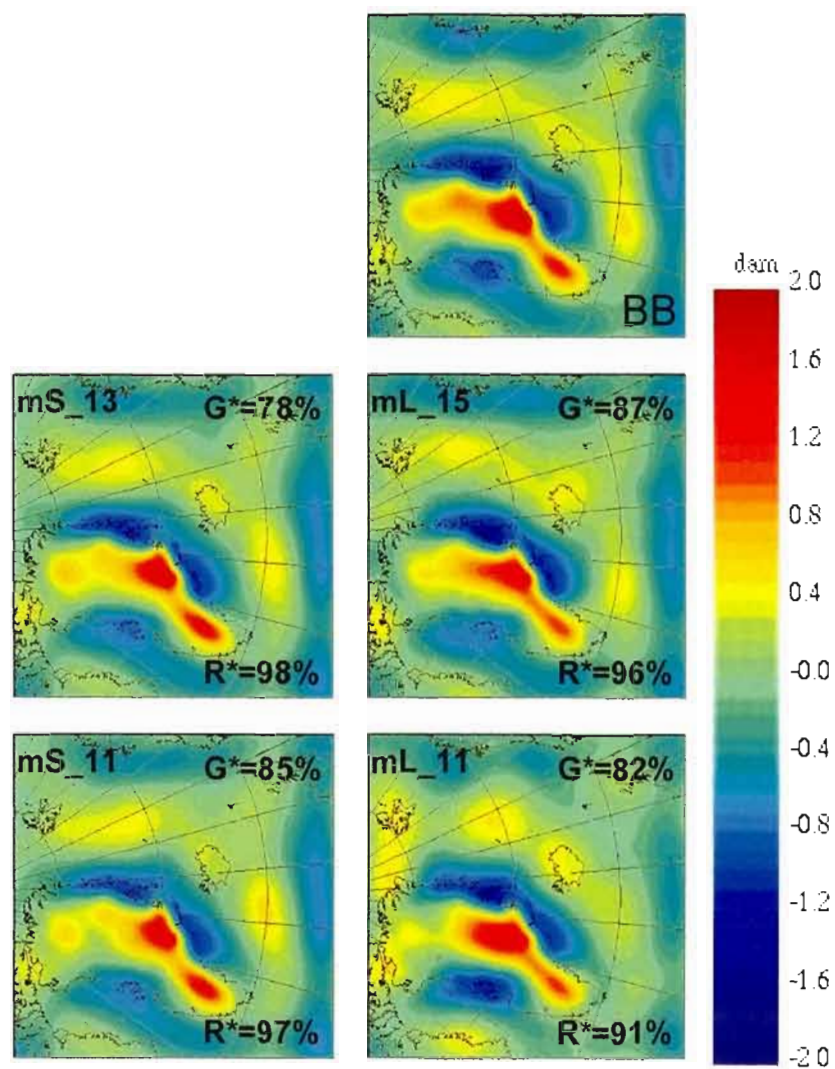


Figure 3 Small-scale stationary component of the geopotential height at 850hPa level simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

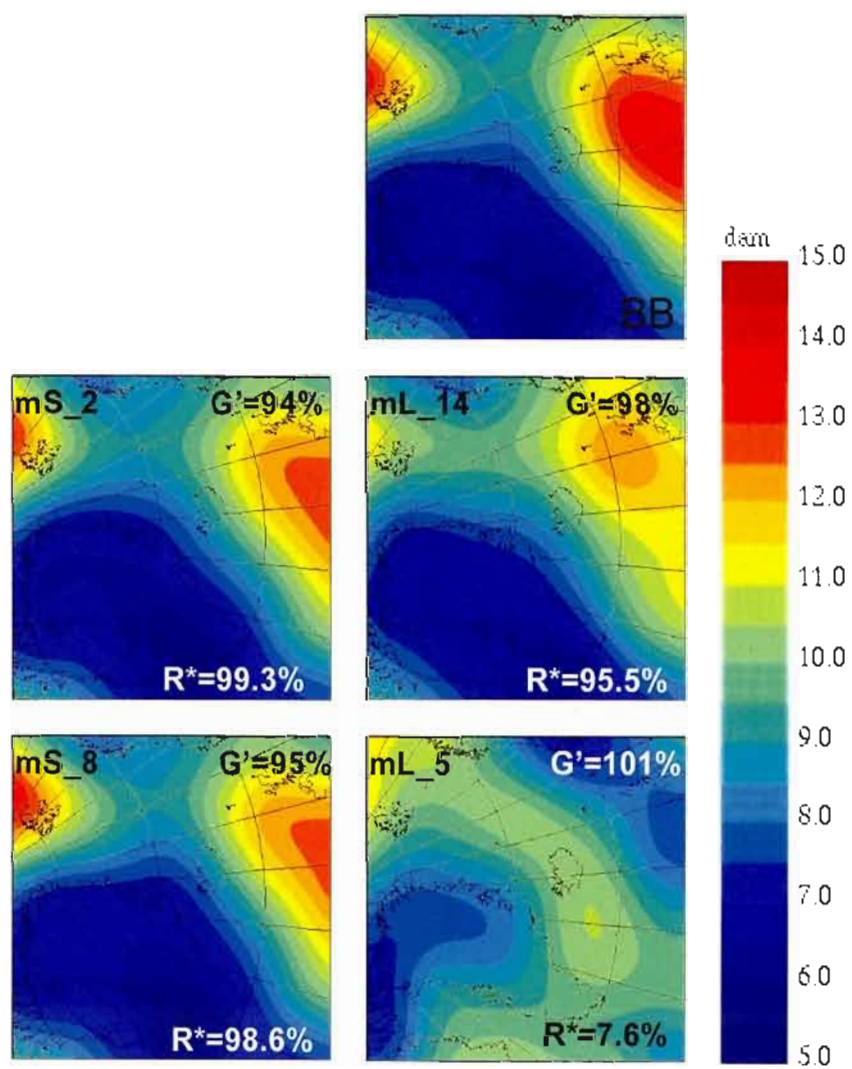


Figure 4 Large-scale transient-eddy component of the geopotential height at 850hPa level simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

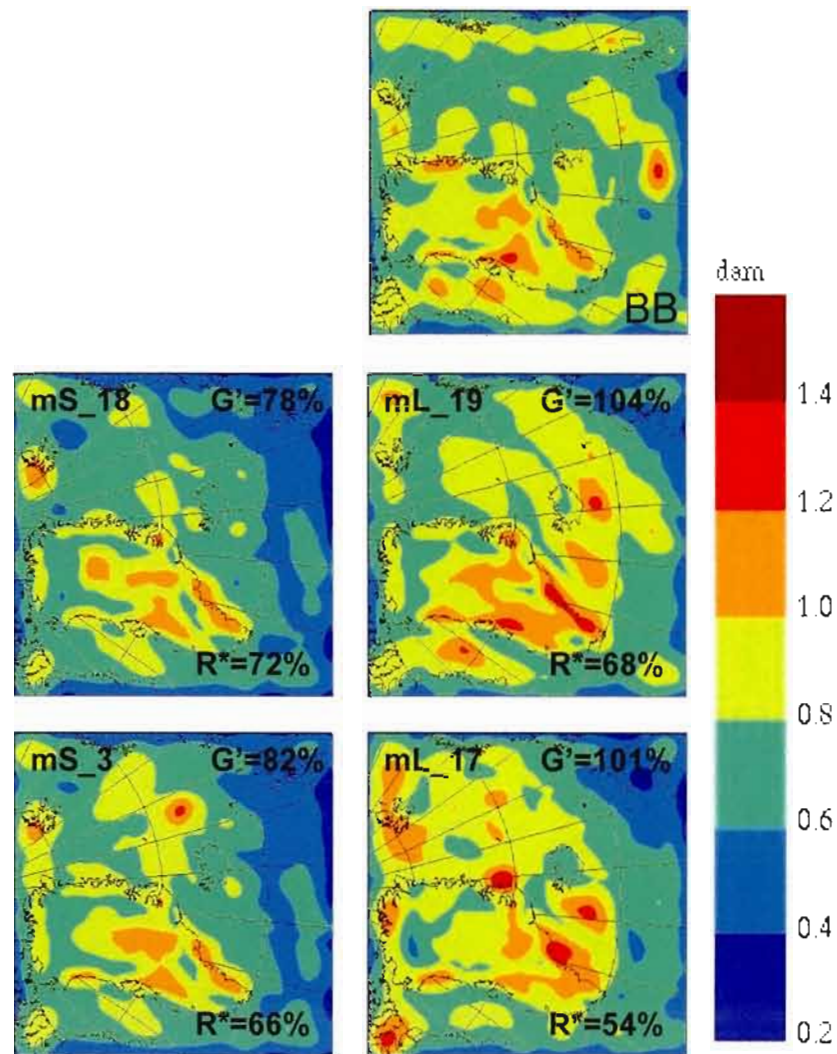


Figure 5 Small-scale transient-eddy component of the geopotential height at 850hPa level simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

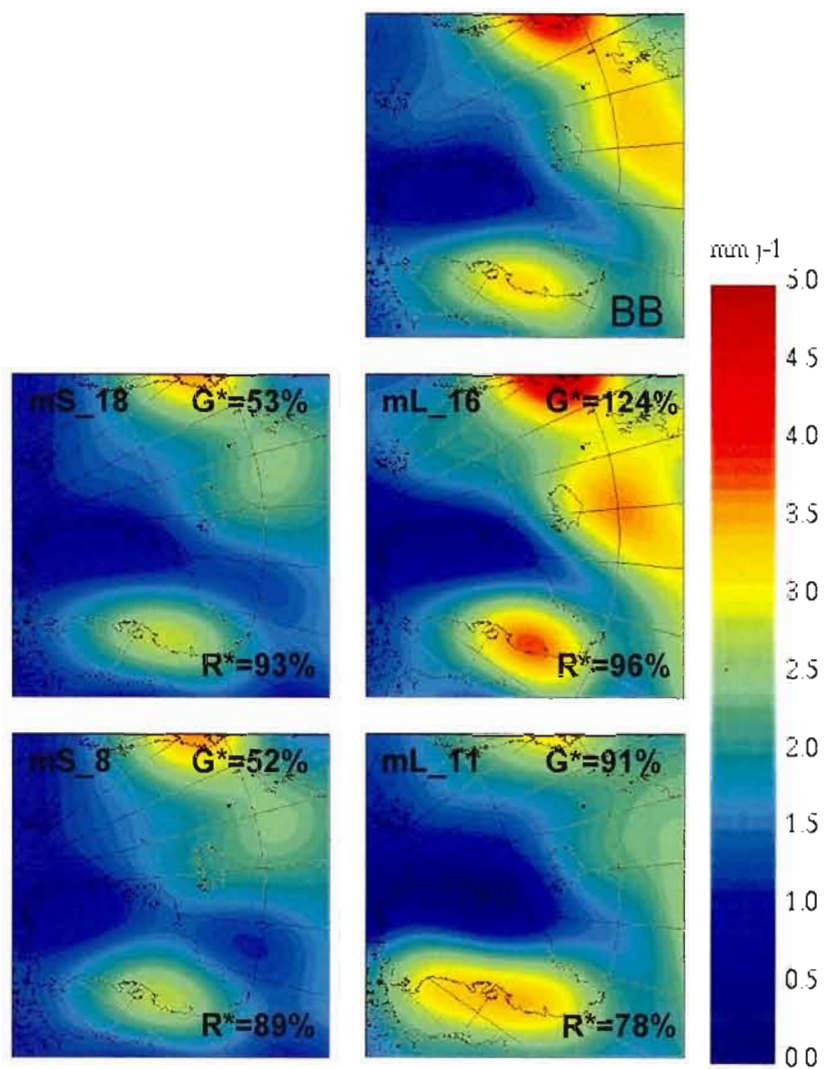


Figure 6 Large-scale stationary component of the precipitation rate simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

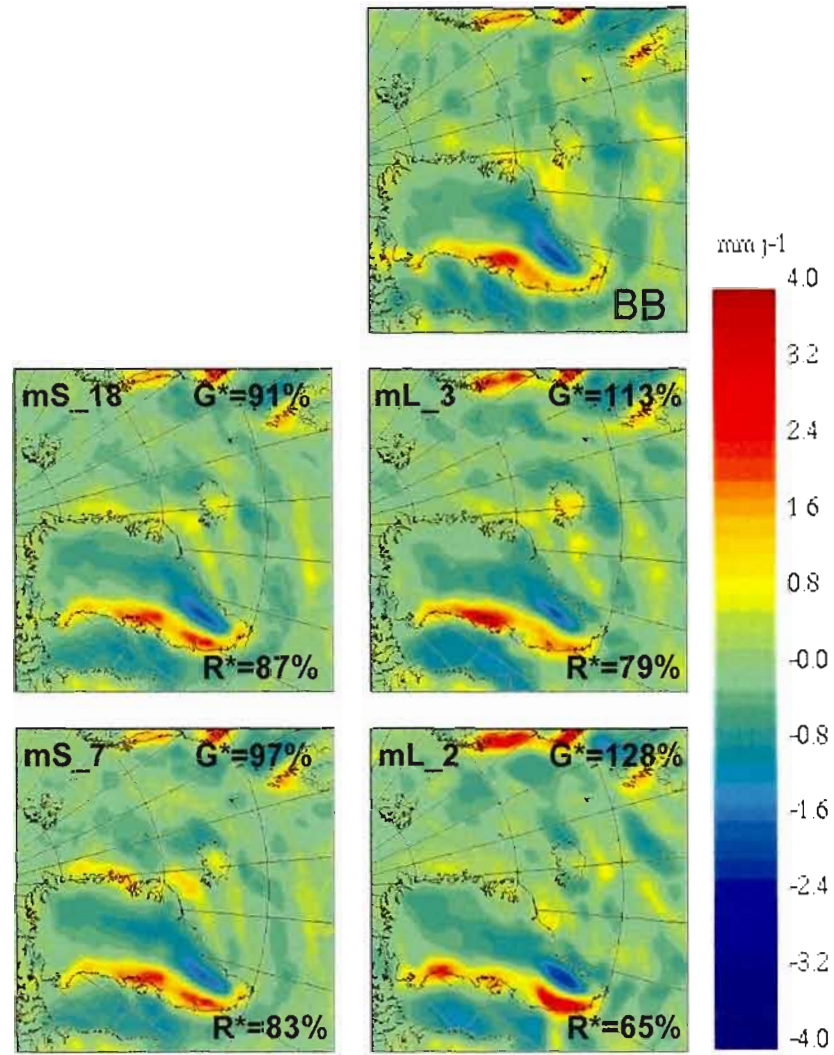


Figure 7 Small-scale stationary component of the precipitation rate simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

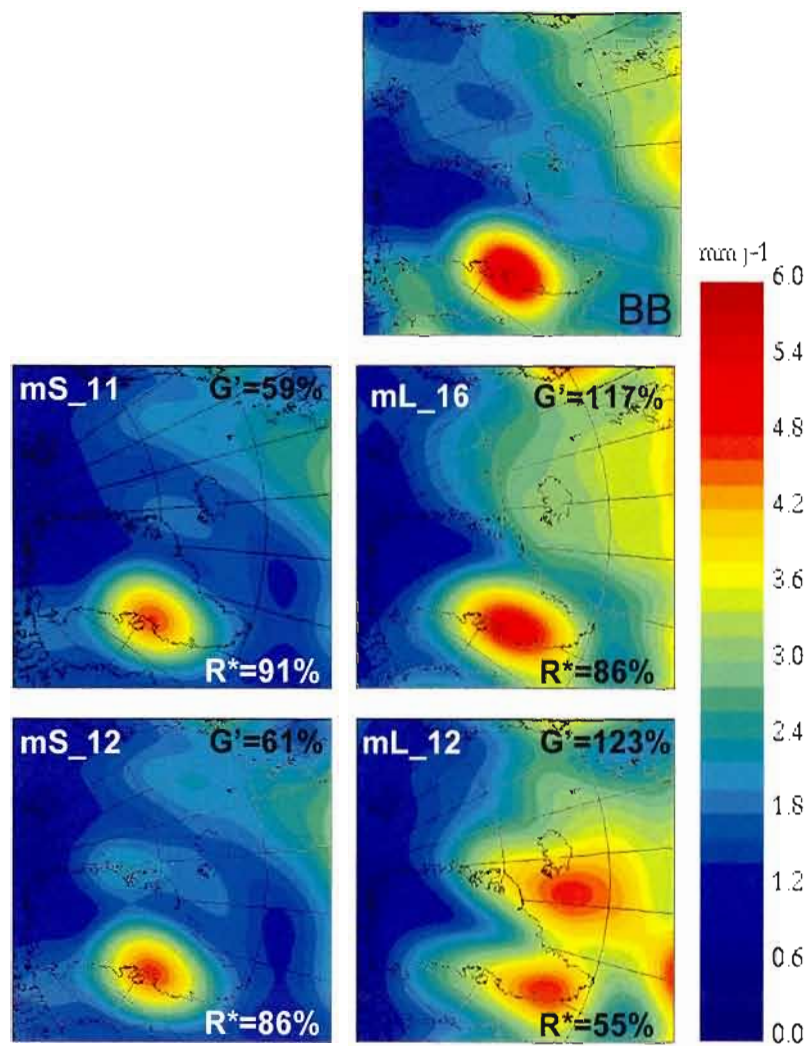


Figure 8 Large-scale transient-eddy component of the precipitation rate simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

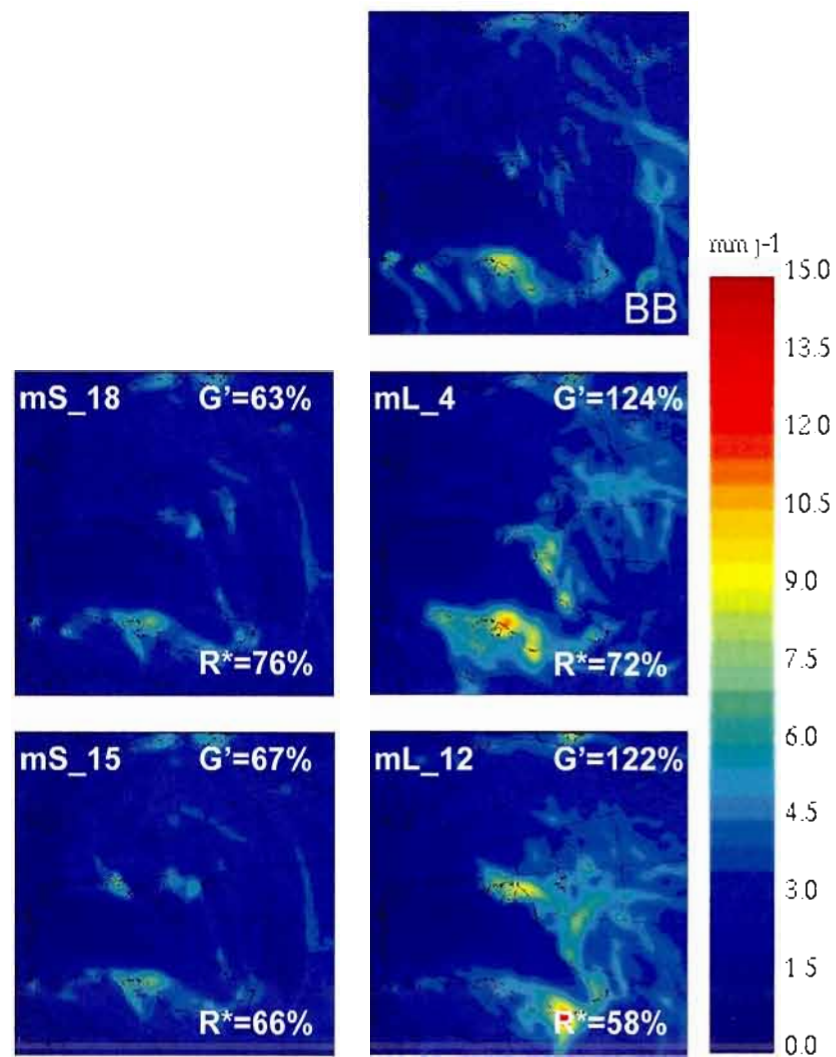


Figure 9 Small-scale transient-eddy component of the precipitation rate simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

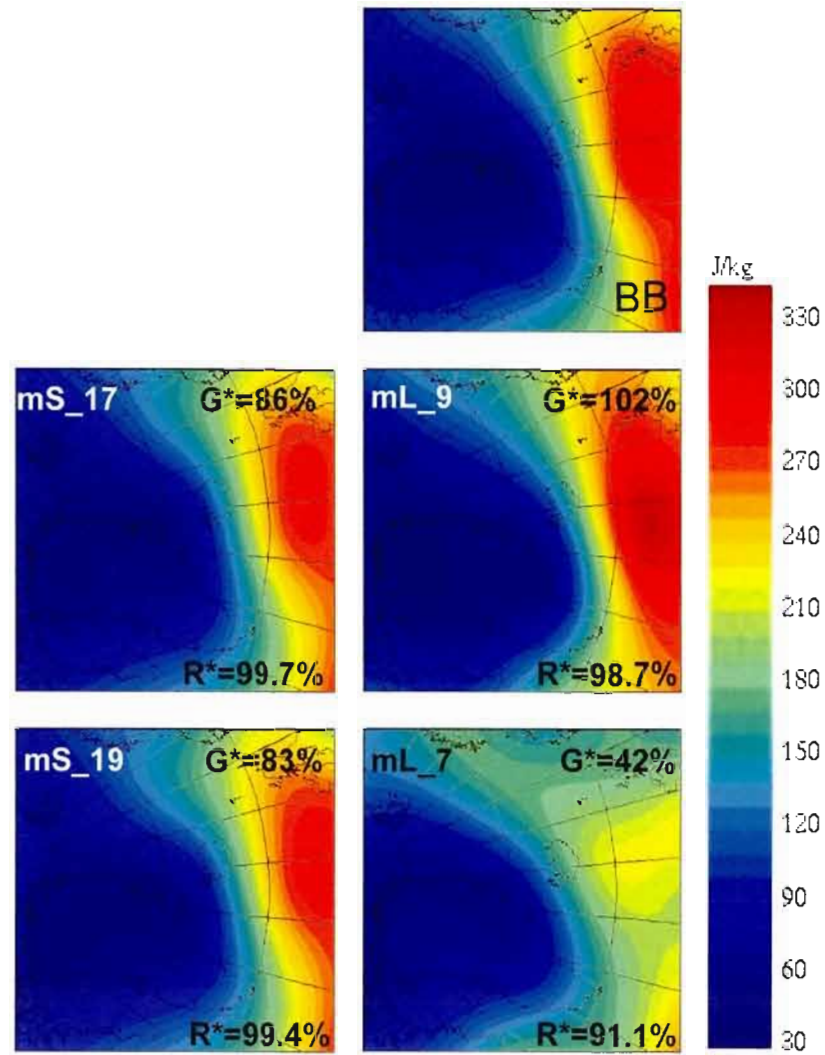


Figure 10 Large-scale stationary component of the kinetic energy at 500hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

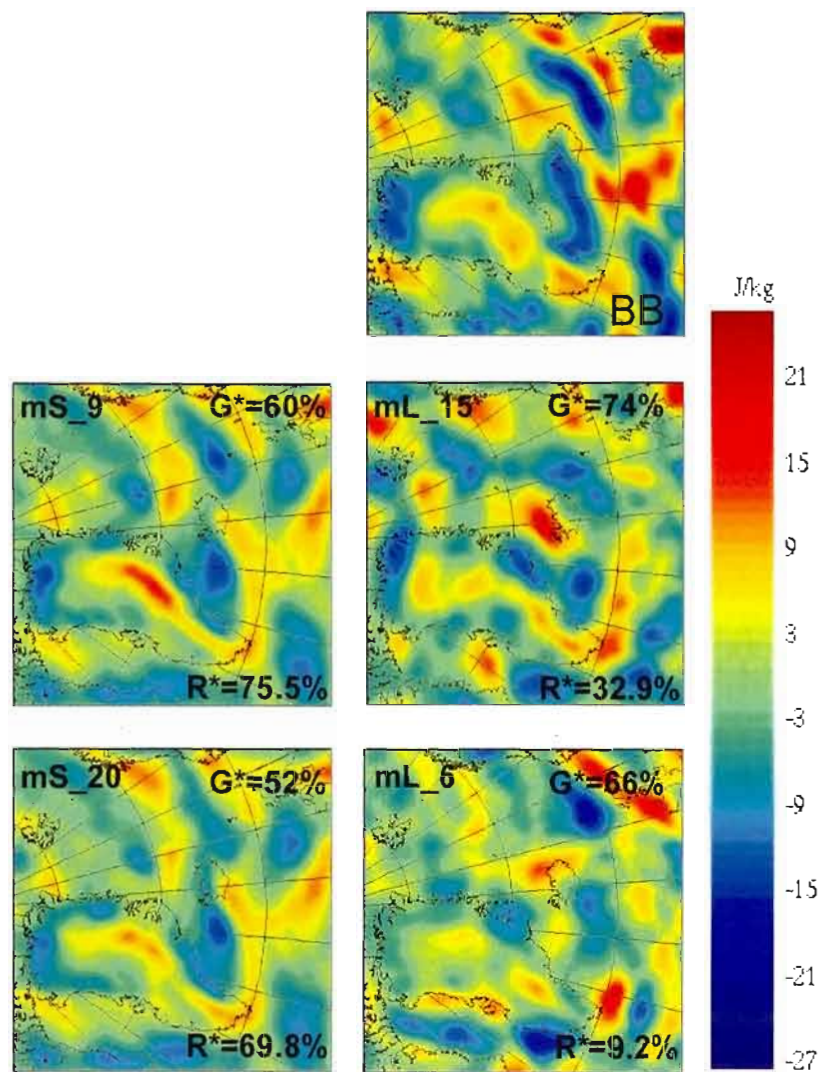


Figure 11 Small-scale stationary component of the kinetic energy at 500hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

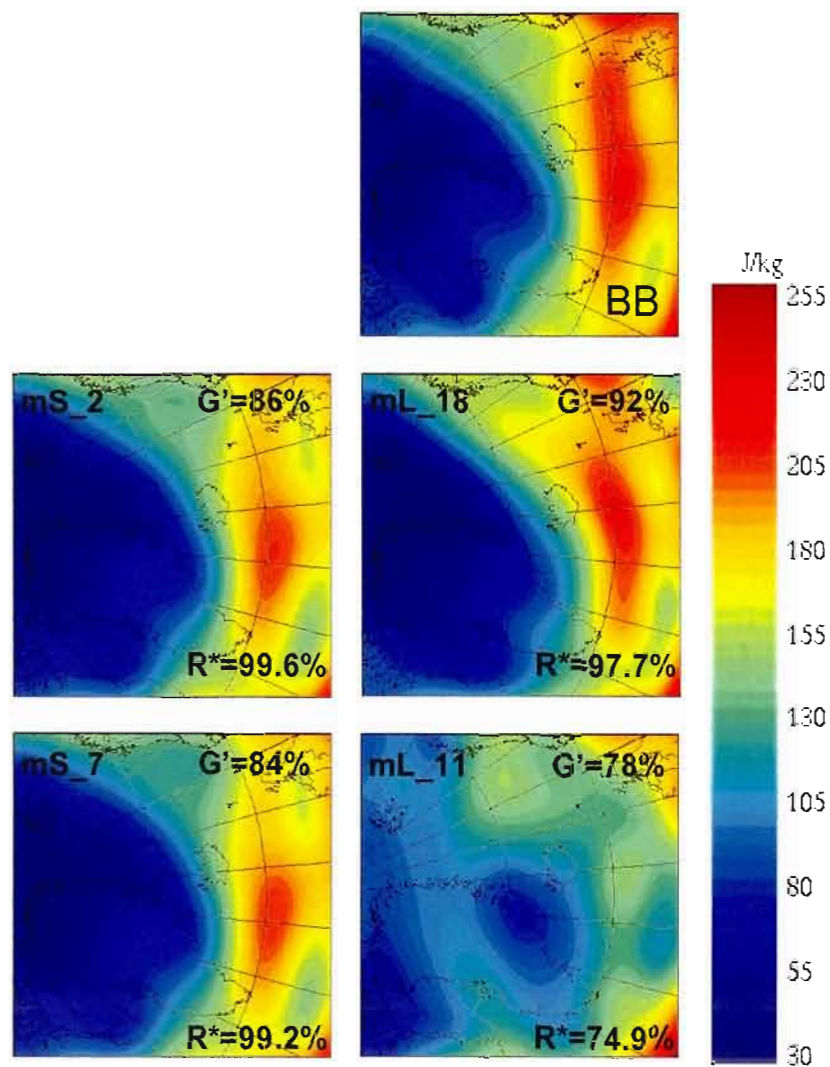


Figure 12 Large-scale transient-eddy component of the kinetic energy at 500hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

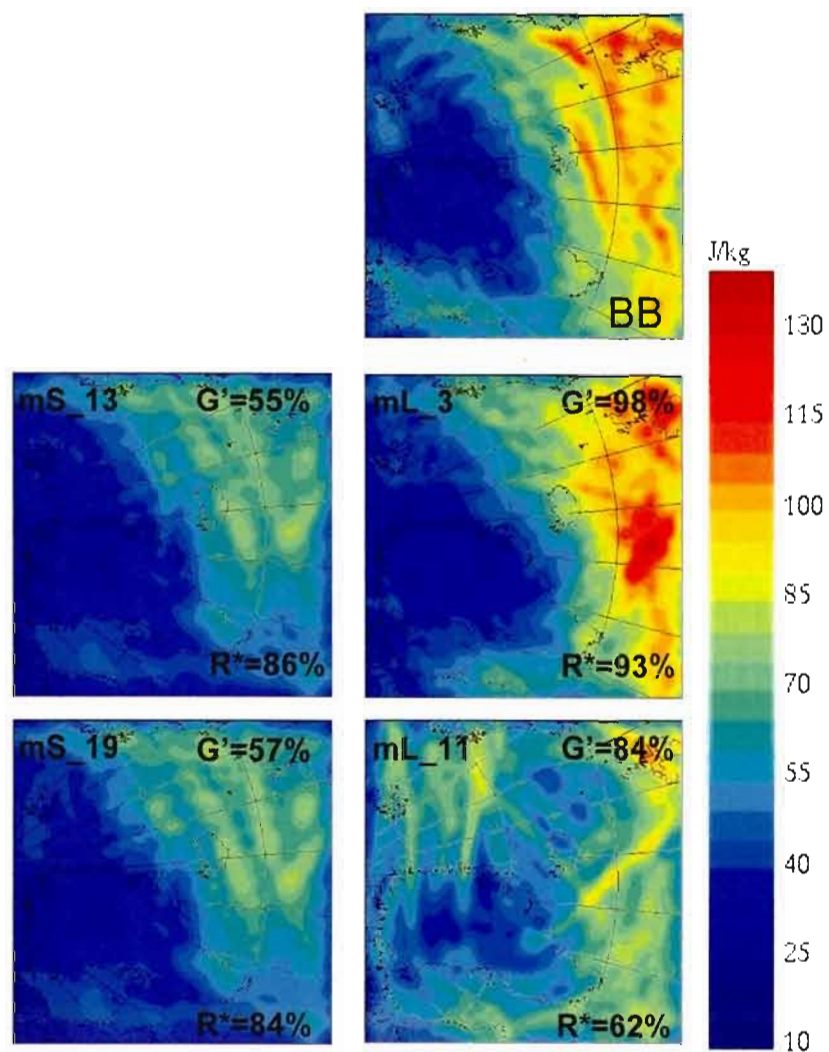


Figure 13 Small-scale transient-eddy component of the kinetic energy at 500hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

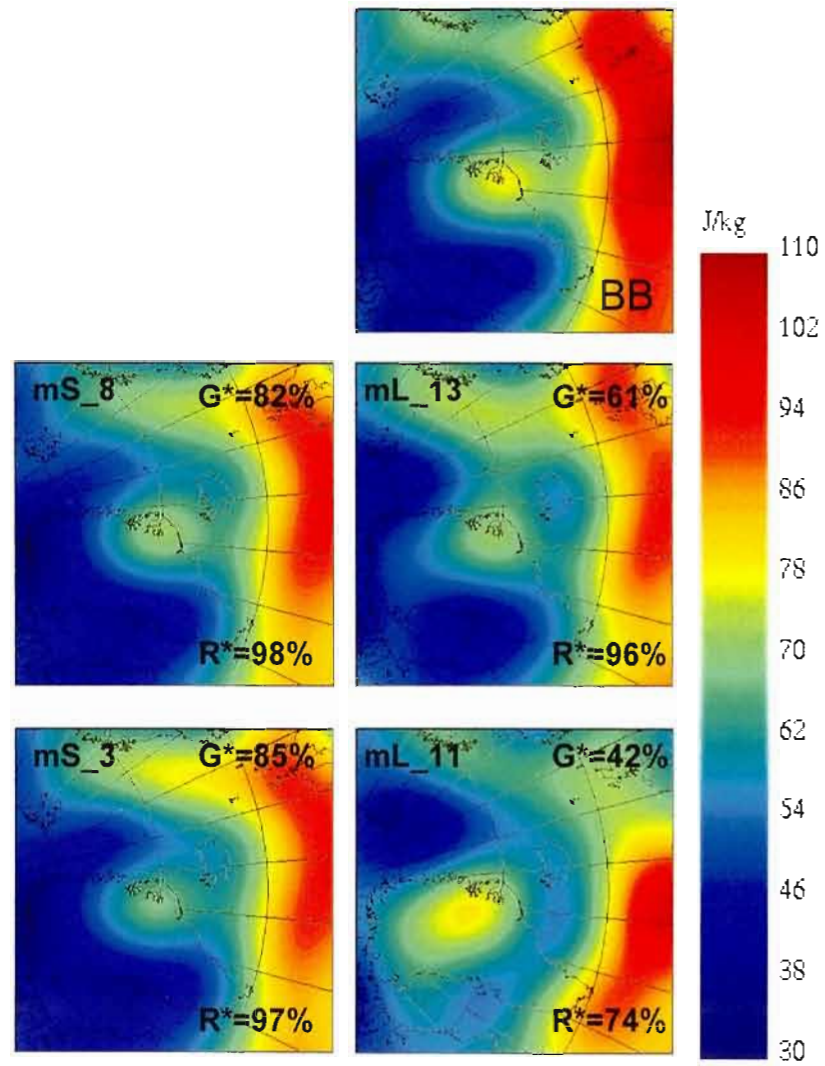


Figure 14 Large-scale stationary component of the kinetic energy at 925hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

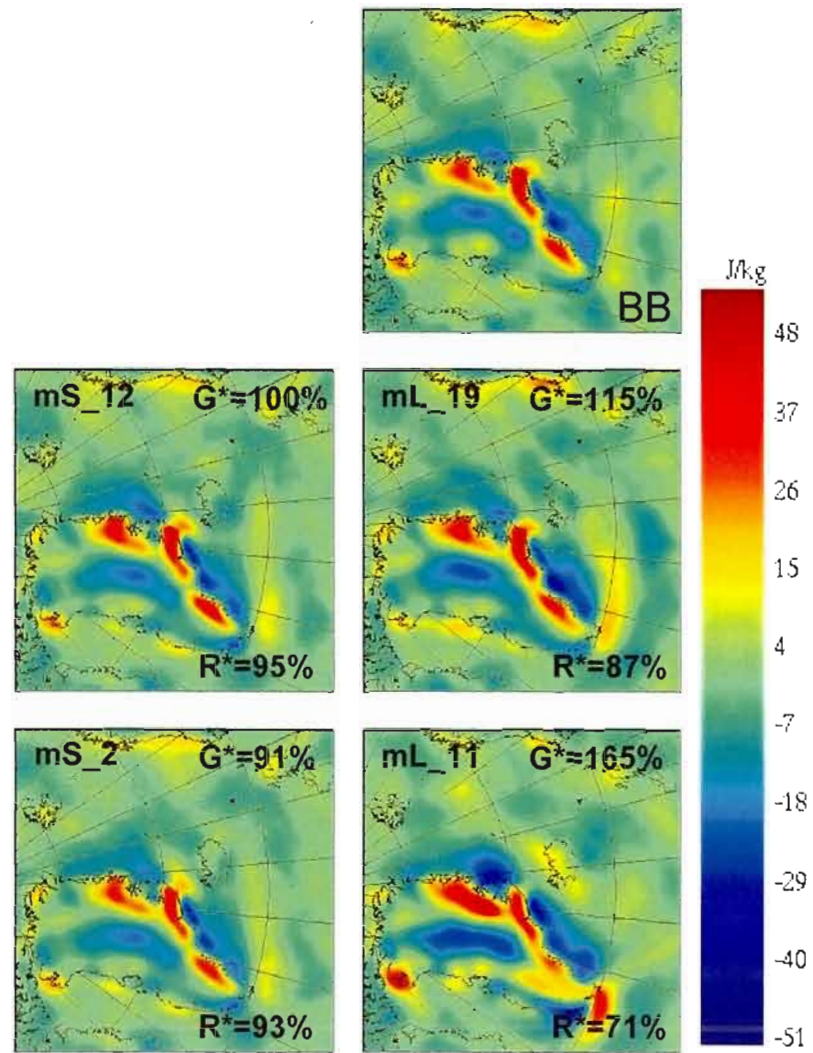


Figure 15 Small-scale stationary component of the kinetic energy at 925hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

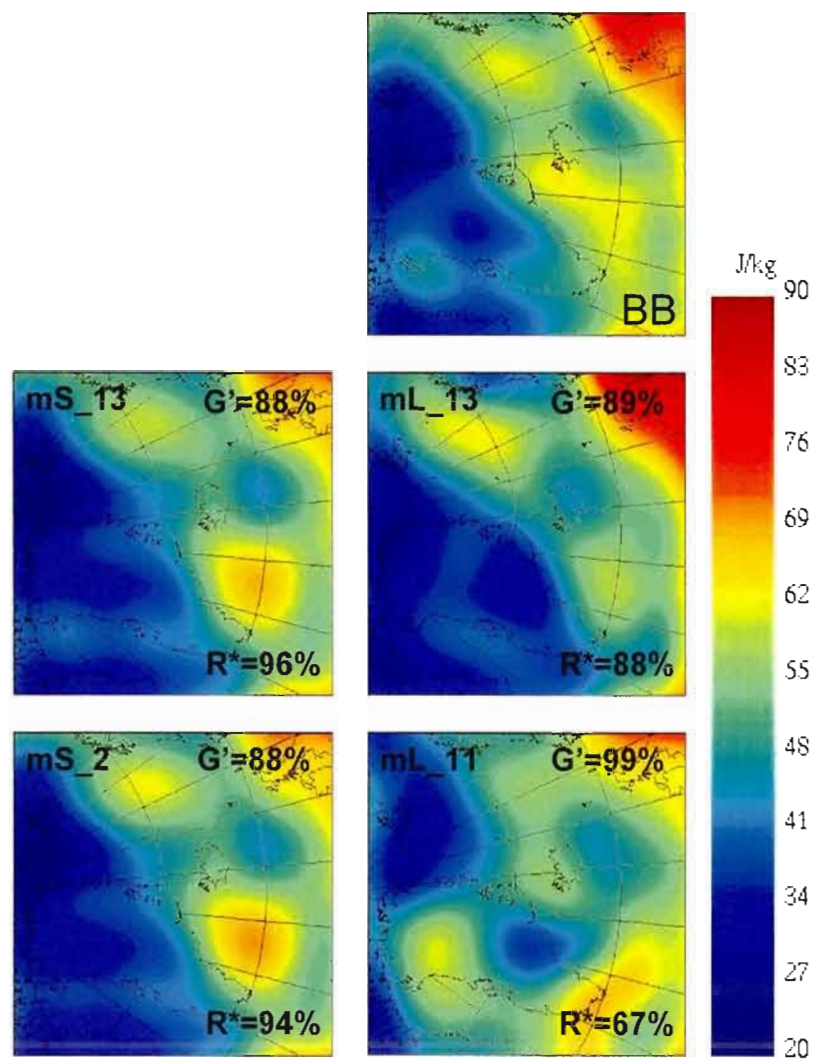


Figure 16 Large-scale transient-eddy component of the kinetic energy at 925hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

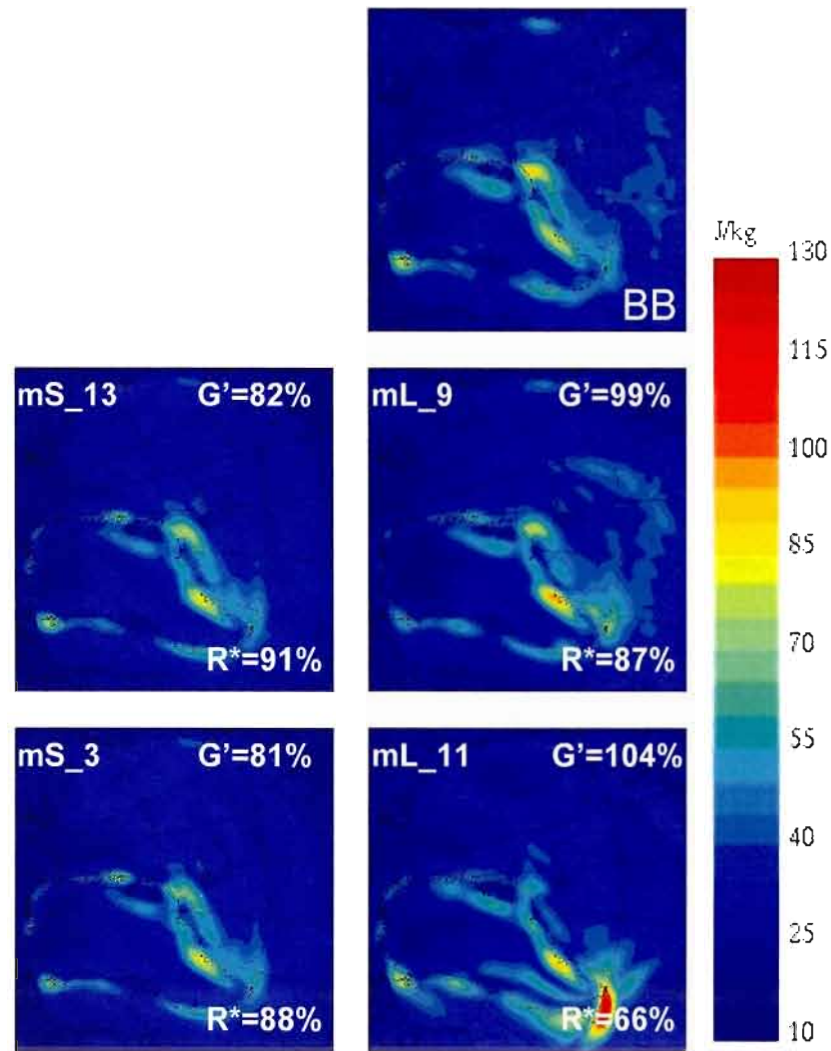


Figure 17 Small-scale transient-eddy component of the kinetic energy at 925hPa simulated by BB (upper panel), LB of 106 by 106 grid-points (left column) and LB of 190 by 190 grid-points (right column)

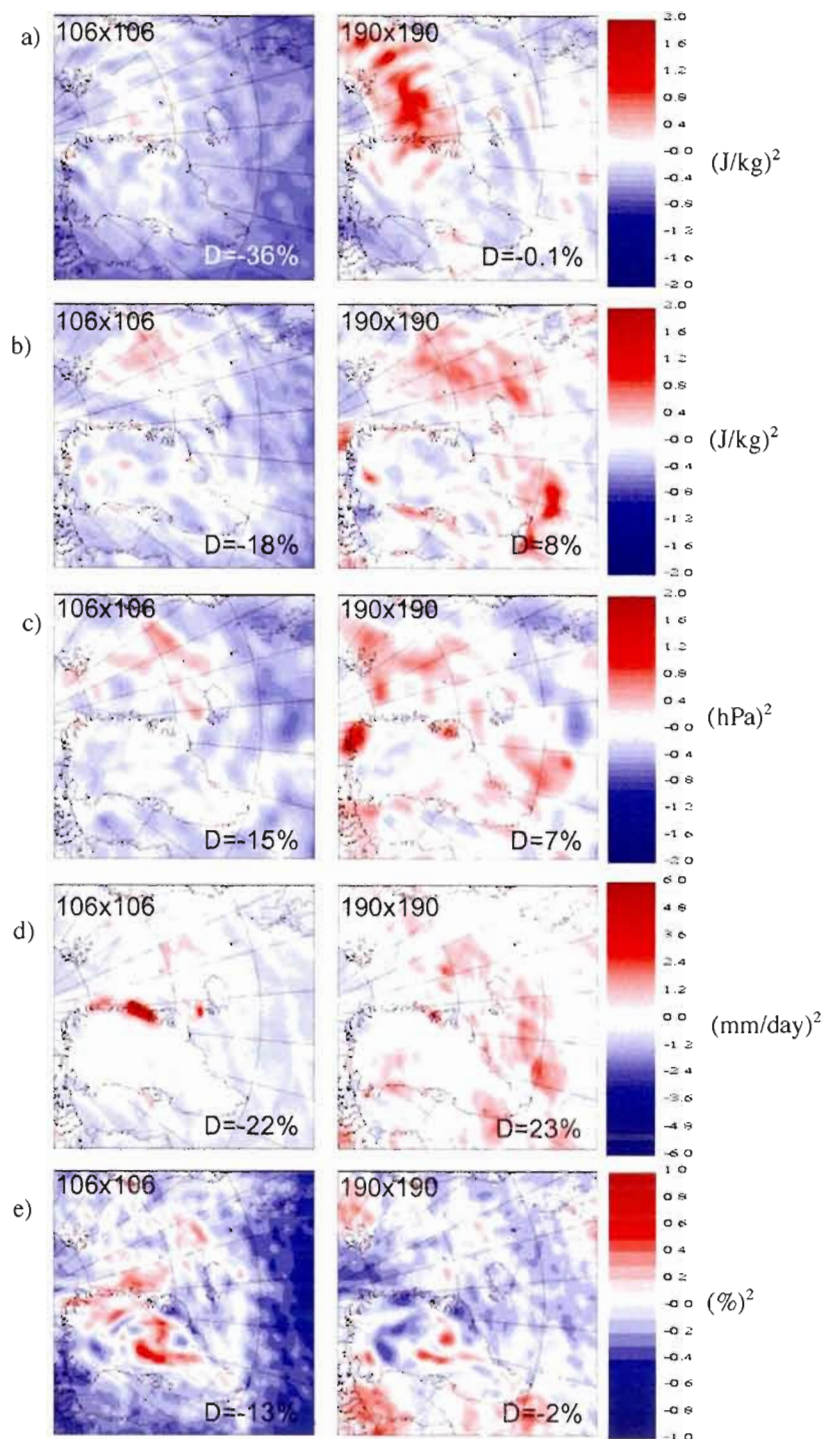


Figure 18 Ensemble-averaged relative difference between LBs and BB for the transient-eddy small-scale component of a) kinetic energy field at 500hPa, b) kinetic energy field at 925 hPa, c) mean sea level pressure, d) precipitation rate and e) relative humidity field at 700hPa

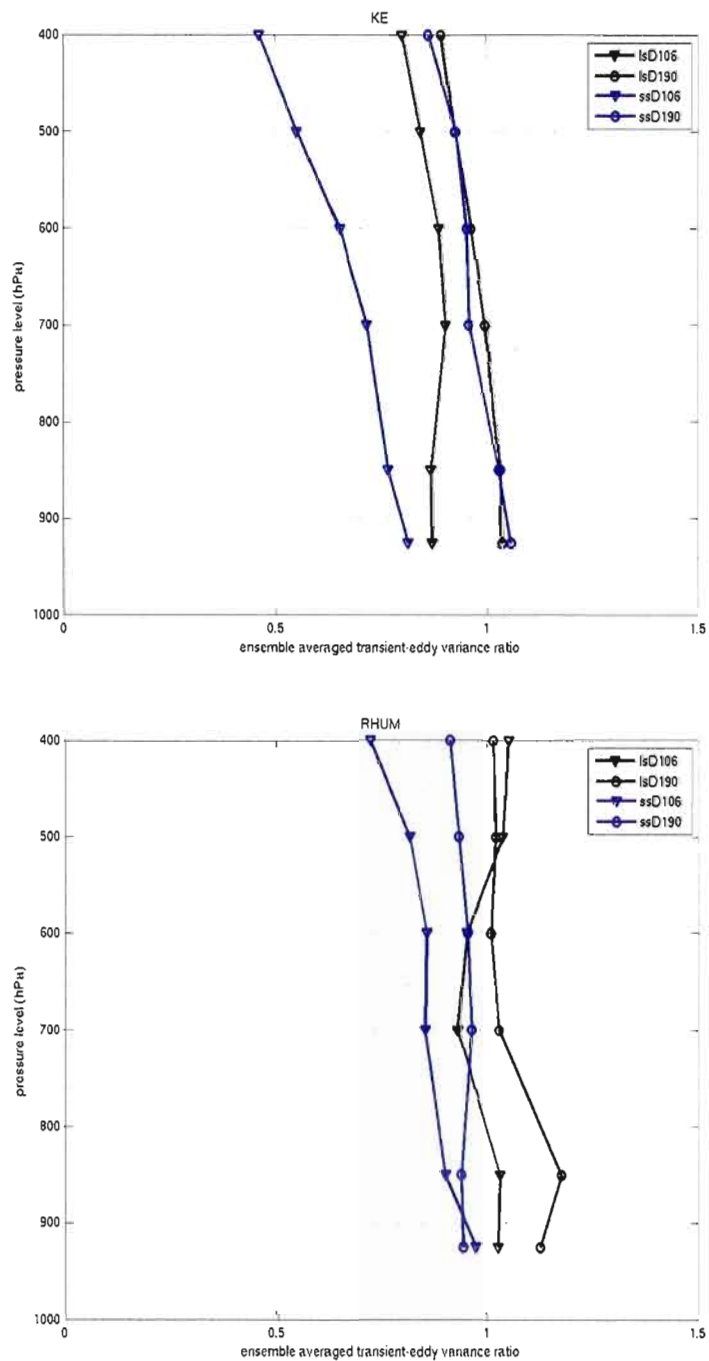


Figure 19 Ensemble-averaged transient-eddy variance ratio of the kinetic energy (upper panel) and relative humidity (lower panel) as a function of the pressure level and the domain size, for small- and for large-scale features

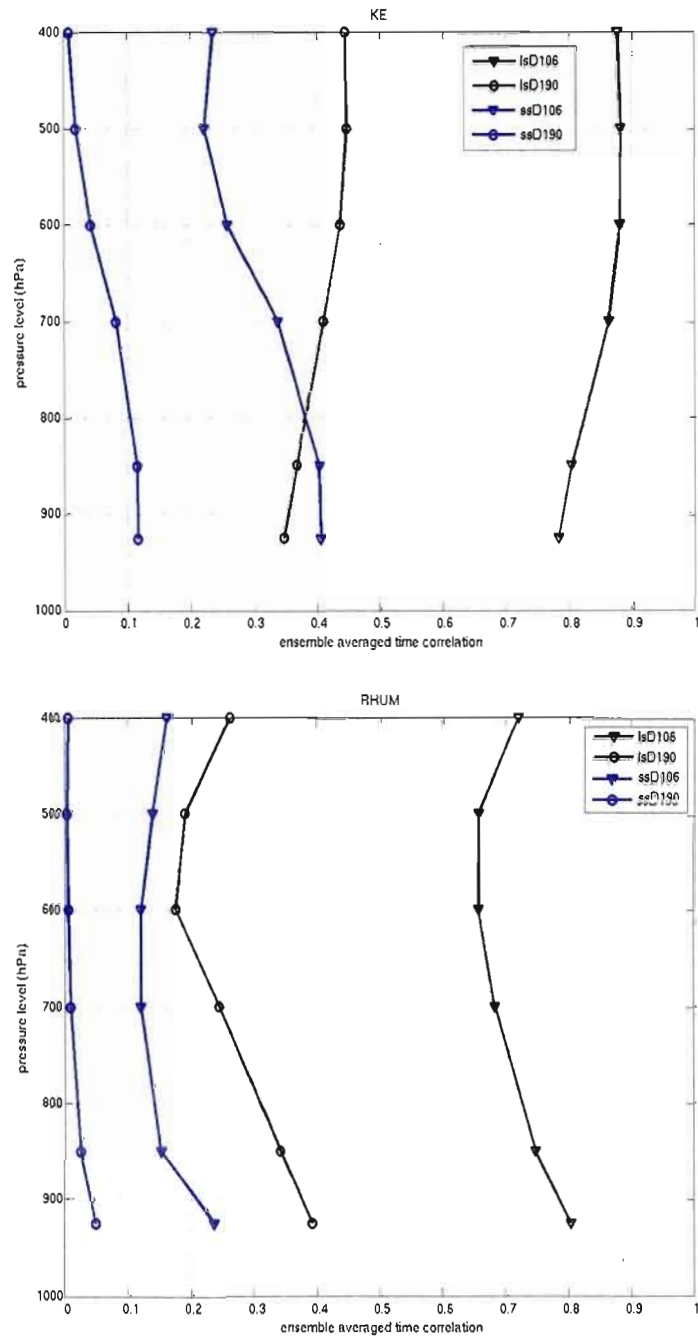


Figure 20 Ensemble-averaged time-correlation coefficient of the kinetic energy (upper panel) and relative humidity (lower panel) as a function of the pressure level and the domain size, for small- and for large-scale features

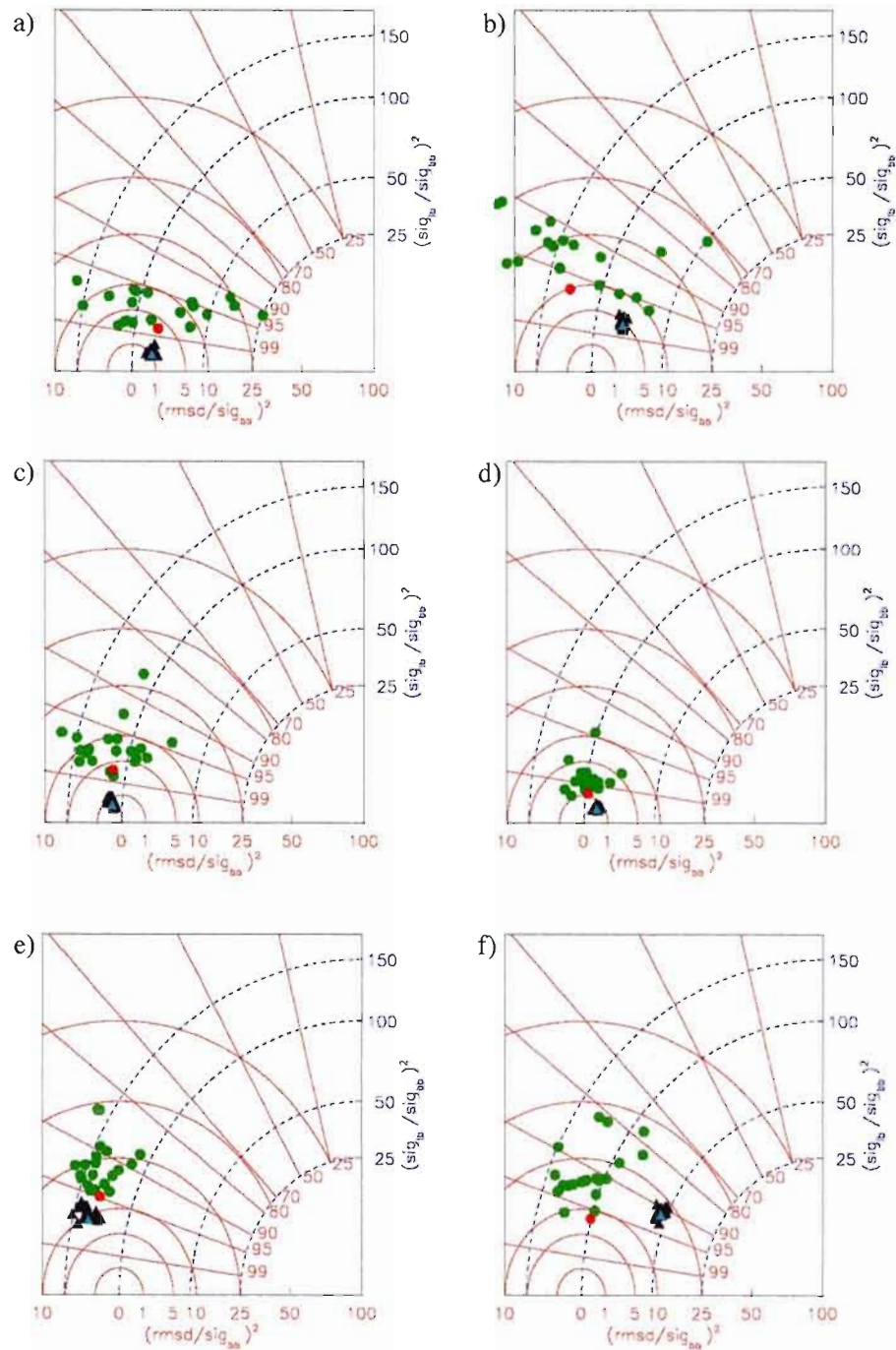


Figure 21 Taylor diagrams for the large-scale stationary component of a) kinetic energy at 500hPa and b) at 925hPa, c) geopotential height at 850hPa, d) temperature at 850hPa, e) relative humidity at 700hPa and f) precipitation rate

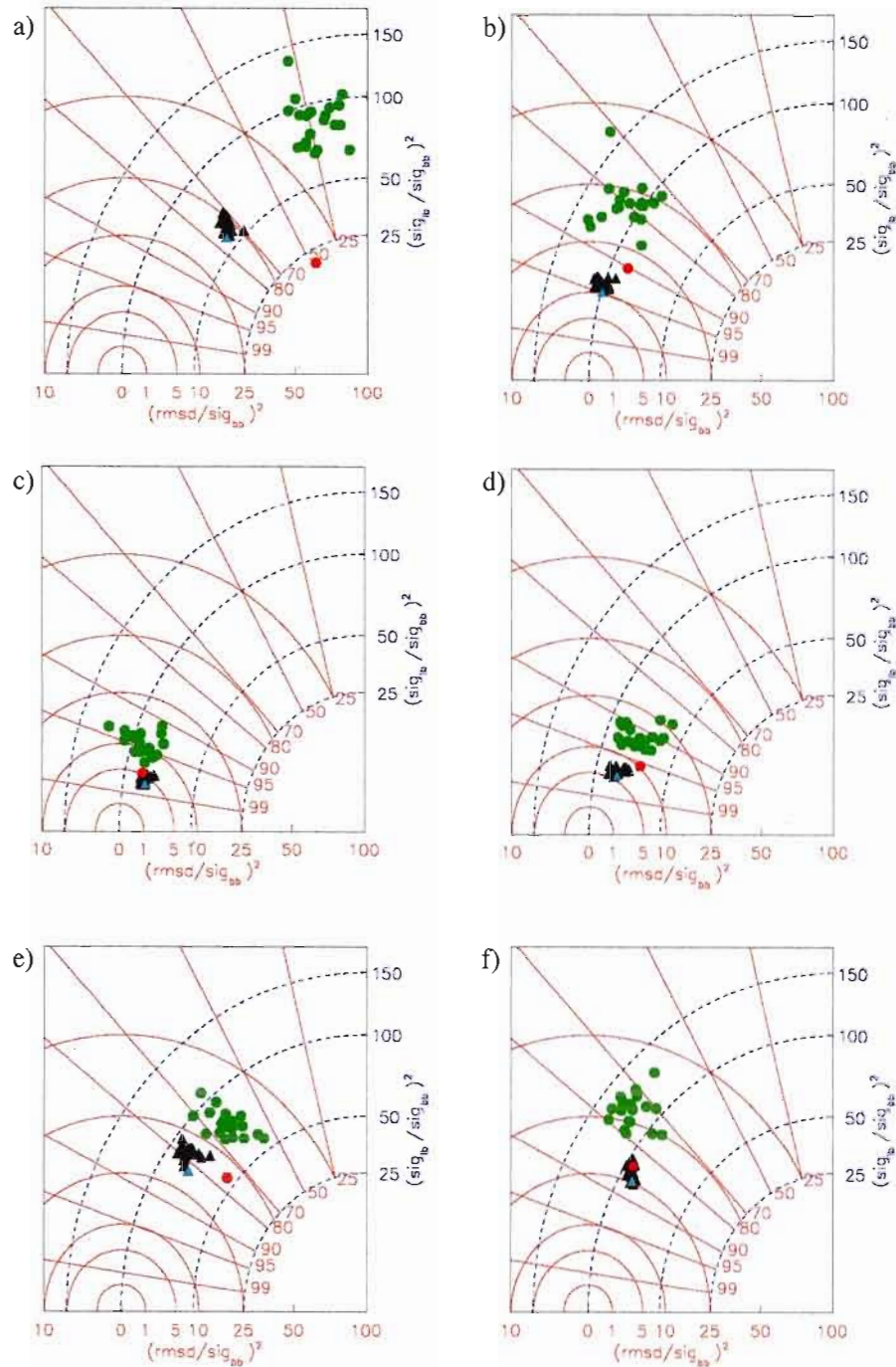


Figure 22 Taylor diagrams for the small-scale stationary component of a) kinetic energy at 500hPa and b) at 925hPa, c) geopotential height at 850hPa, d) temperature at 850hPa, e) relative humidity at 700hPa and f) precipitation rate

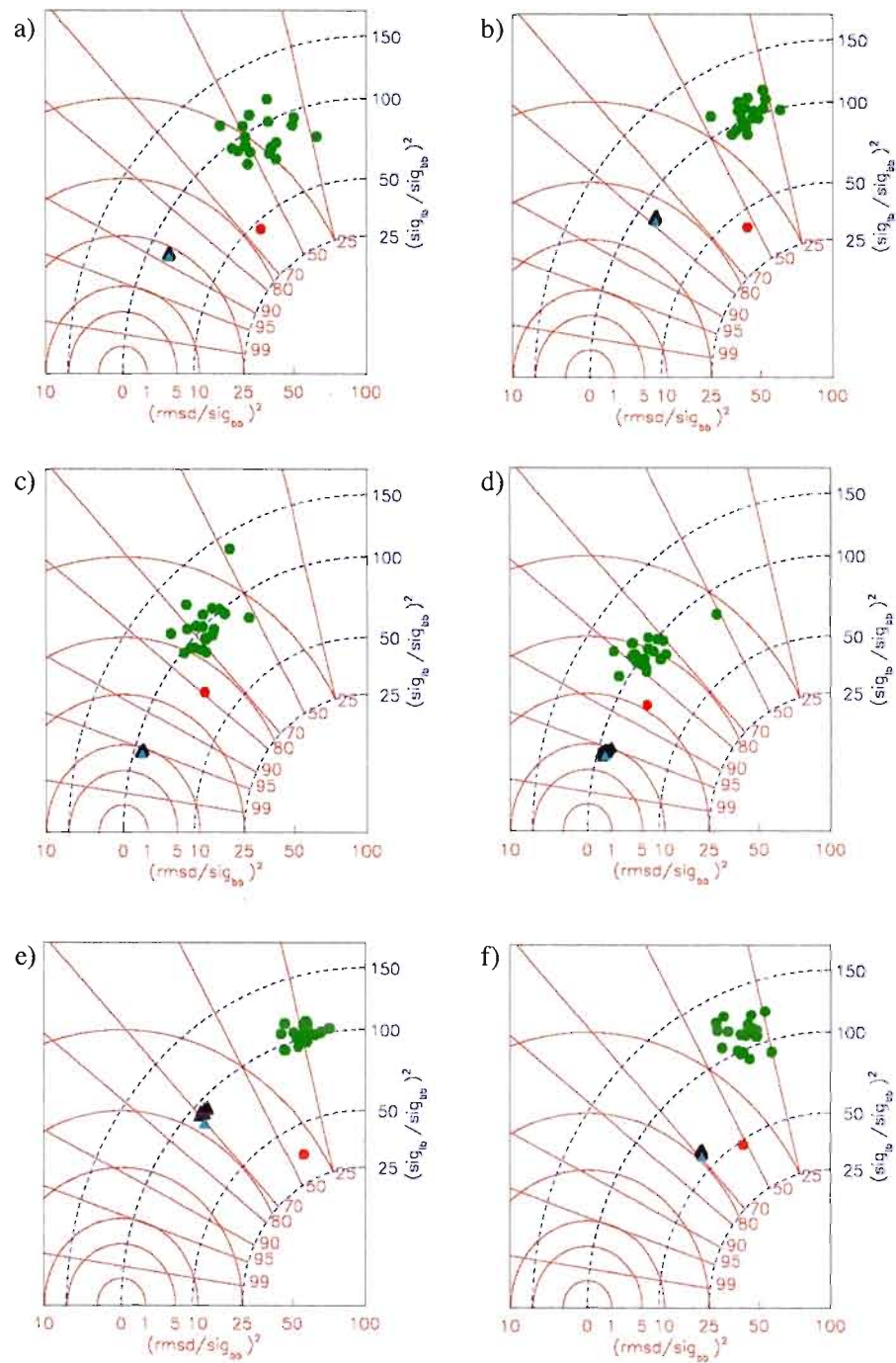


Figure 23 Taylor diagrams for the large-scale transient-eddy component of a) kinetic energy at 500hPa and b) at 925hPa, c) geopotential height at 850hPa, d) temperature at 850hPa, e) relative humidity at 700hPa and f) precipitation rate

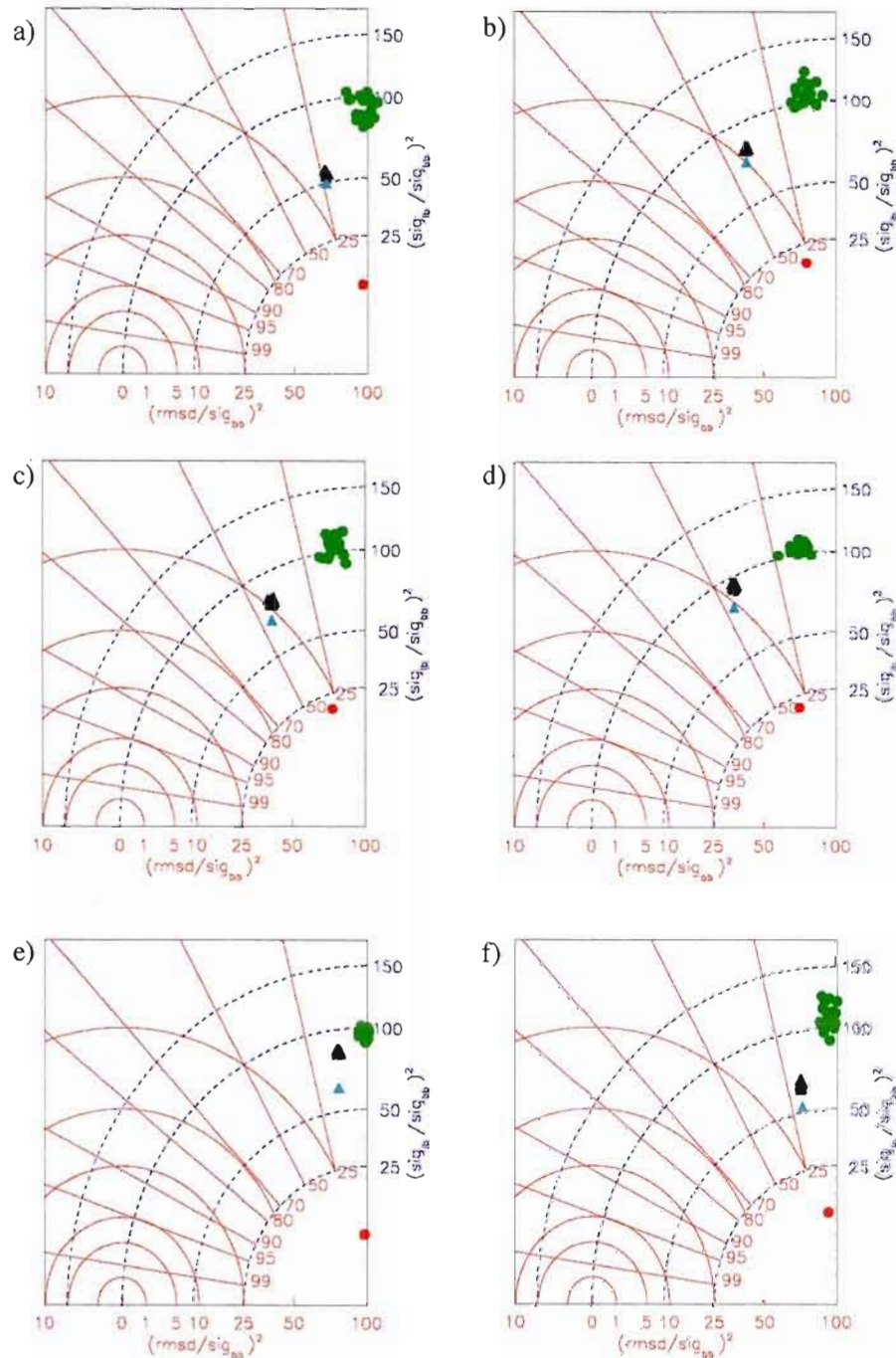


Figure 24 Taylor diagrams for the small-scale transient-eddy component of a) kinetic energy at 500hPa and b) at 925hPa, c) geopotential height at 850hPa, d) temperature at 850hPa, e) relative humidity at 700hPa and f) precipitation rate

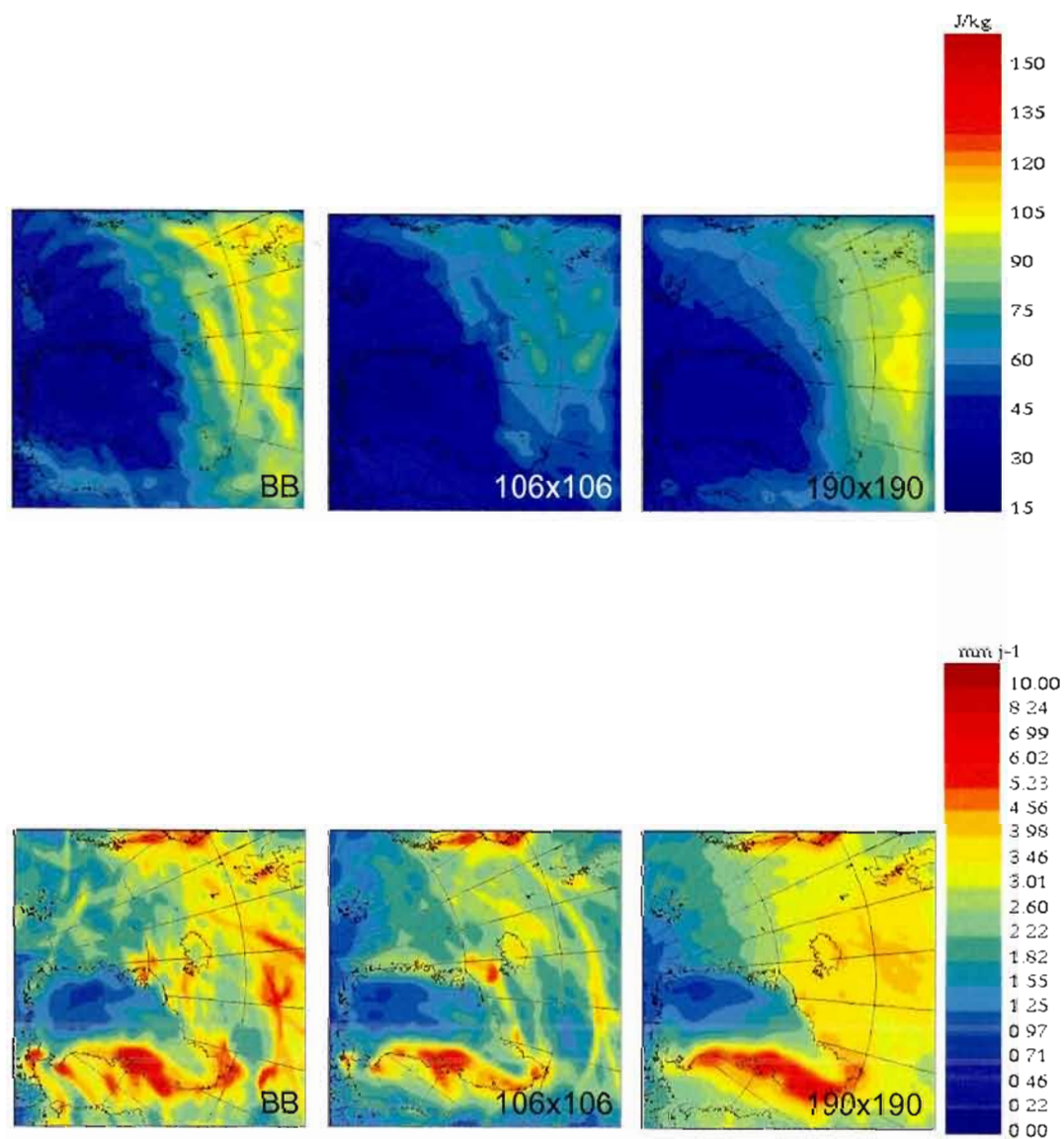


Figure 25 Transient-eddy small-scale component of the kinetic energy field at 500hPa level (upper row) and the precipitation rate (lower row) obtained by BB and by ensemble of simulations over the LB domains

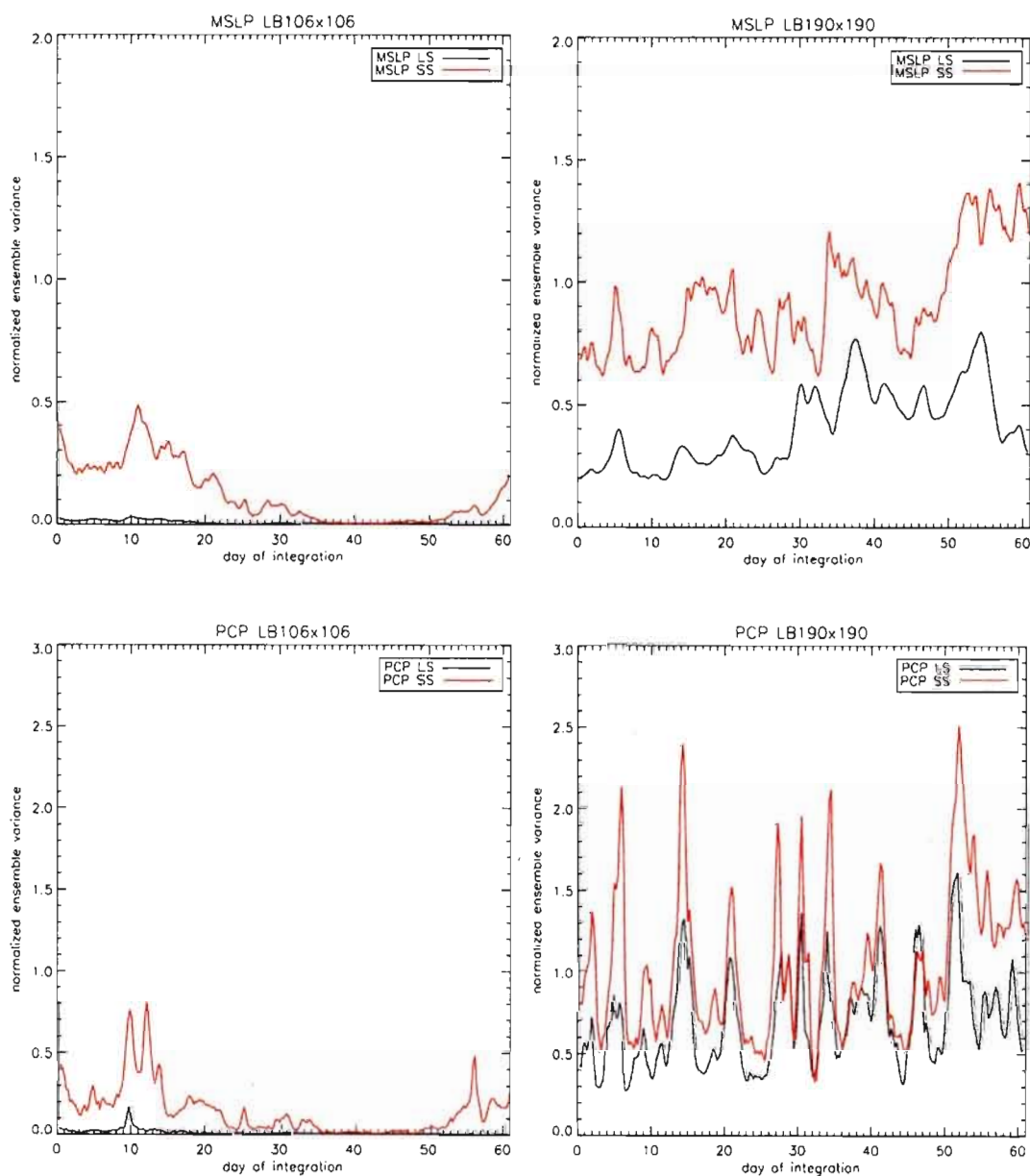


Figure 26 Space-averaged ensemble variance normalized with respect to BB for the large- and small-scale components of the mean sea level pressure (upper row) and of the precipitation rate (lower row) simulated over LB domains of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid-points (right panels)

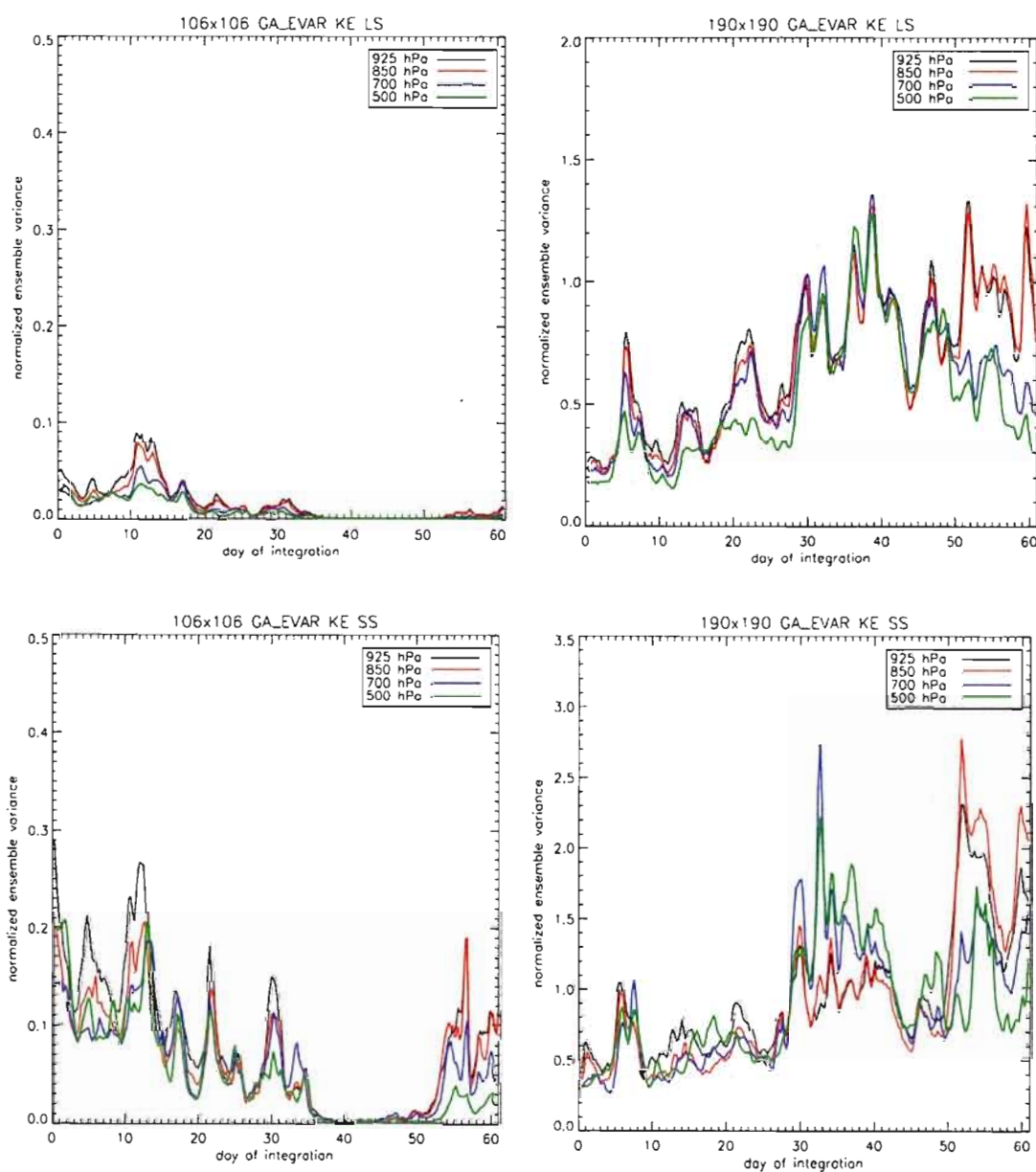


Figure 27 Space-averaged ensemble variance normalized with respect to BB for the large-scale (upper row) and small-scale component (lower row) of the kinetic energy field at different pressure levels simulated over LB domains of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid-points (right panels)

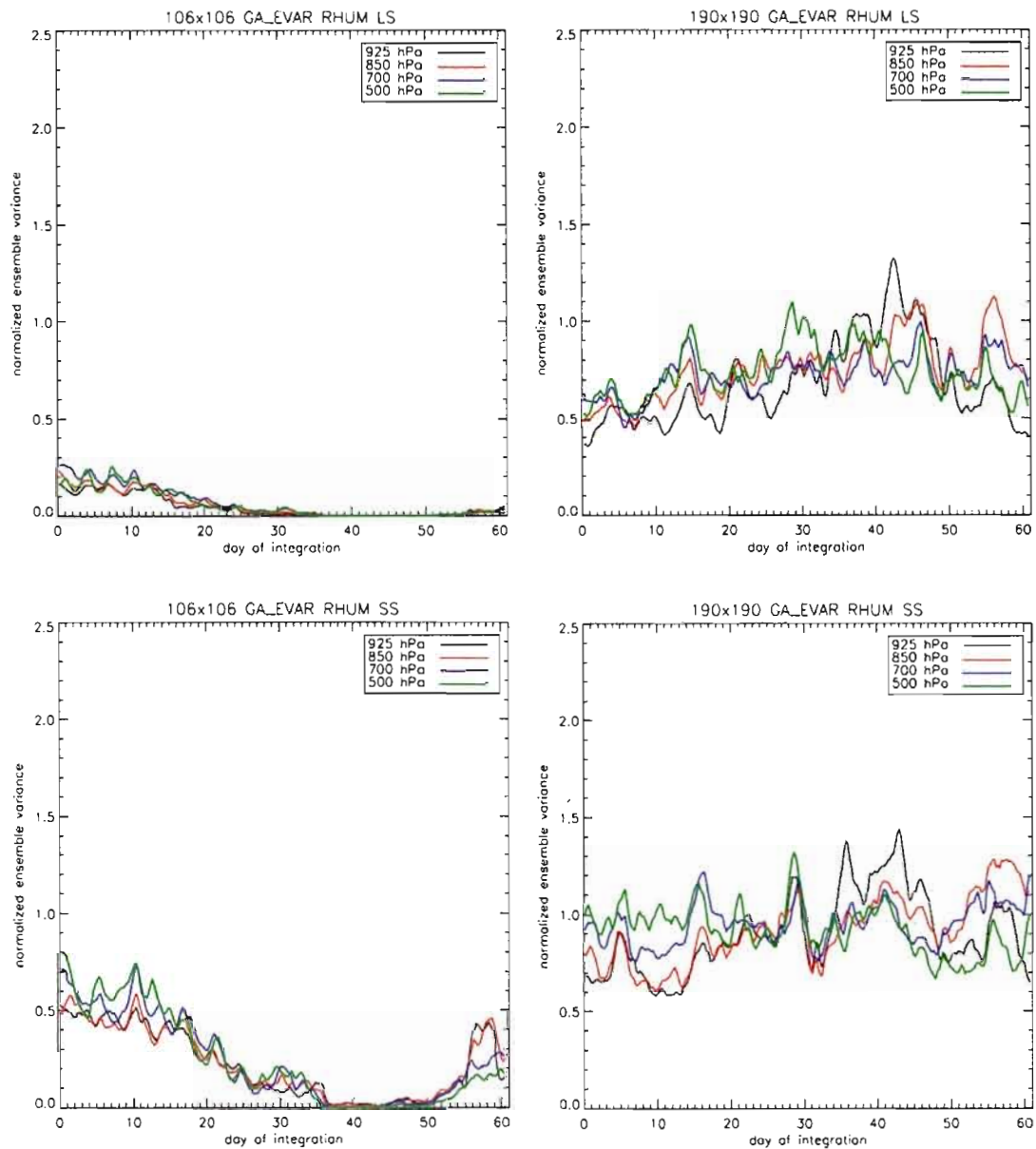


Figure 28 Space-averaged ensemble variance normalized with respect to BB for the large-scale (upper row) and small-scale component (lower row) of the relative humidity field at different pressure levels simulated over LB domains of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid-points (right panels)

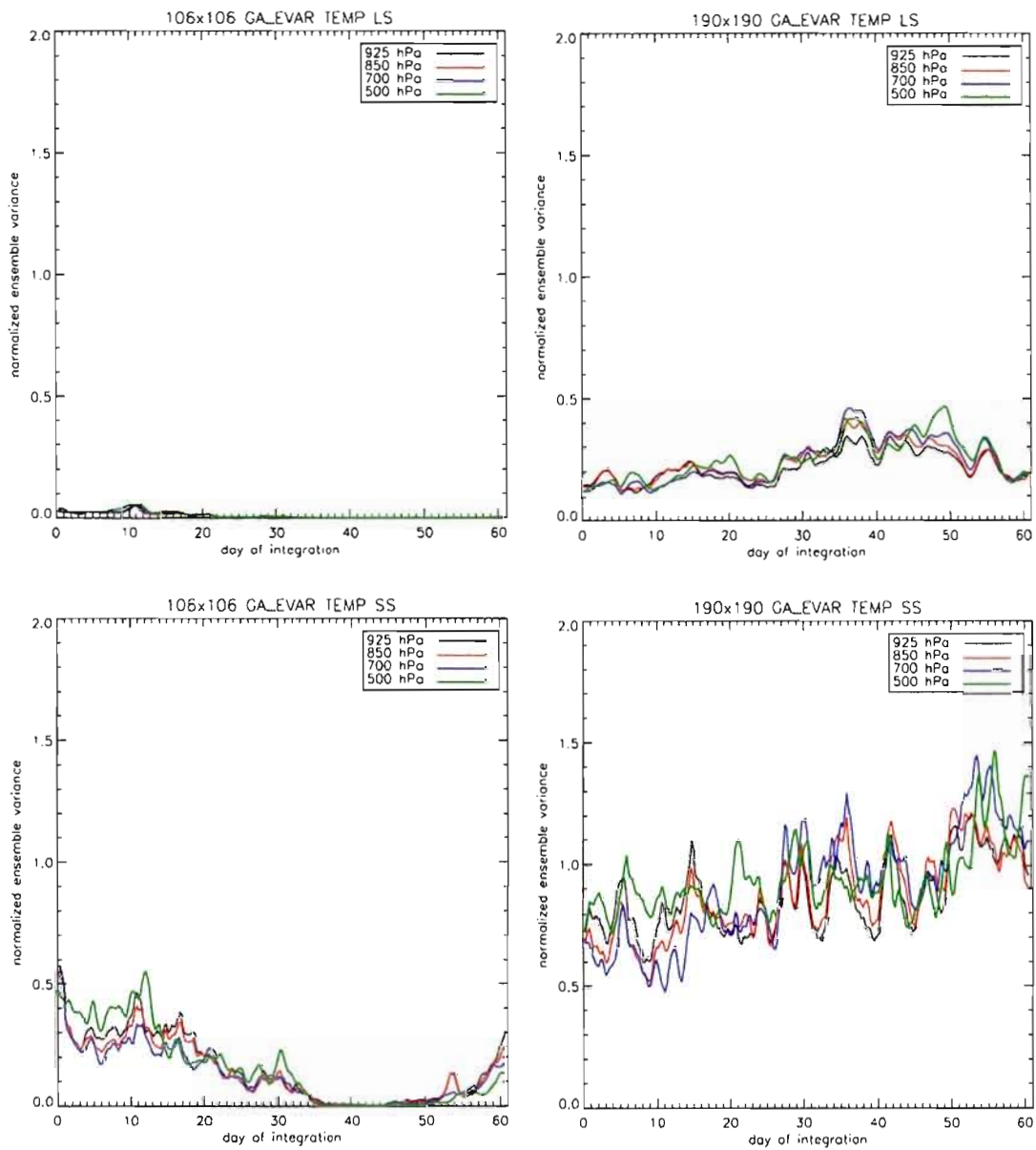


Figure 29 Space-averaged ensemble variance normalized with respect to BB for the large-scale (upper row) and small-scale component (lower row) of the temperature field at different pressure levels simulated over LB domains of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid-points (right panels)

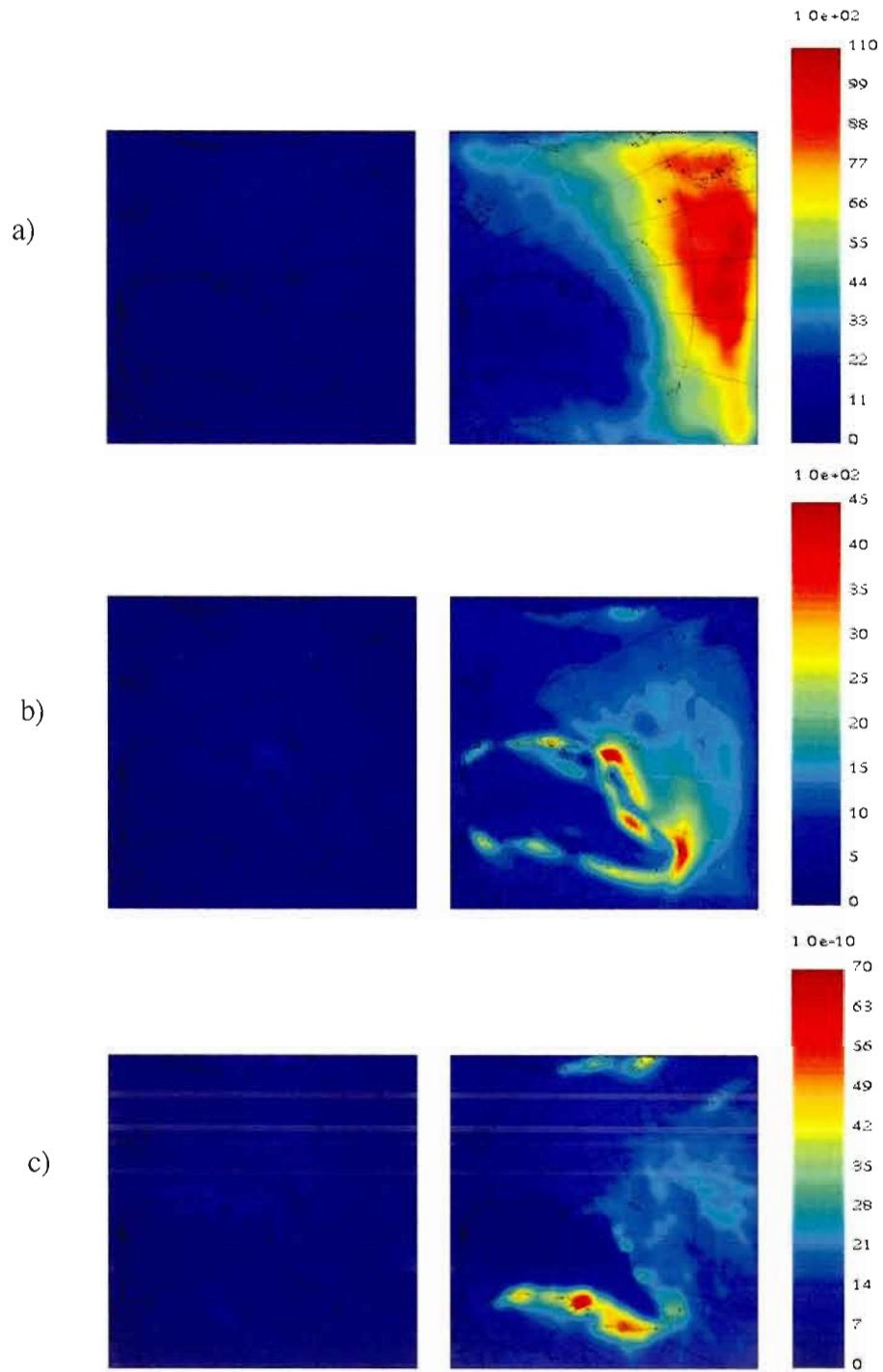


Figure 30 Ensemble variance of the small-scale component of a) kinetic energy at 500hPa (J/kg^2), b) kinetic energy at 925hPa (J/kg^2) and c) precipitation rate (mm/day^2) over the LB domain of 106 by 106 (left panels) and 190 by 190 grid points (right panels)

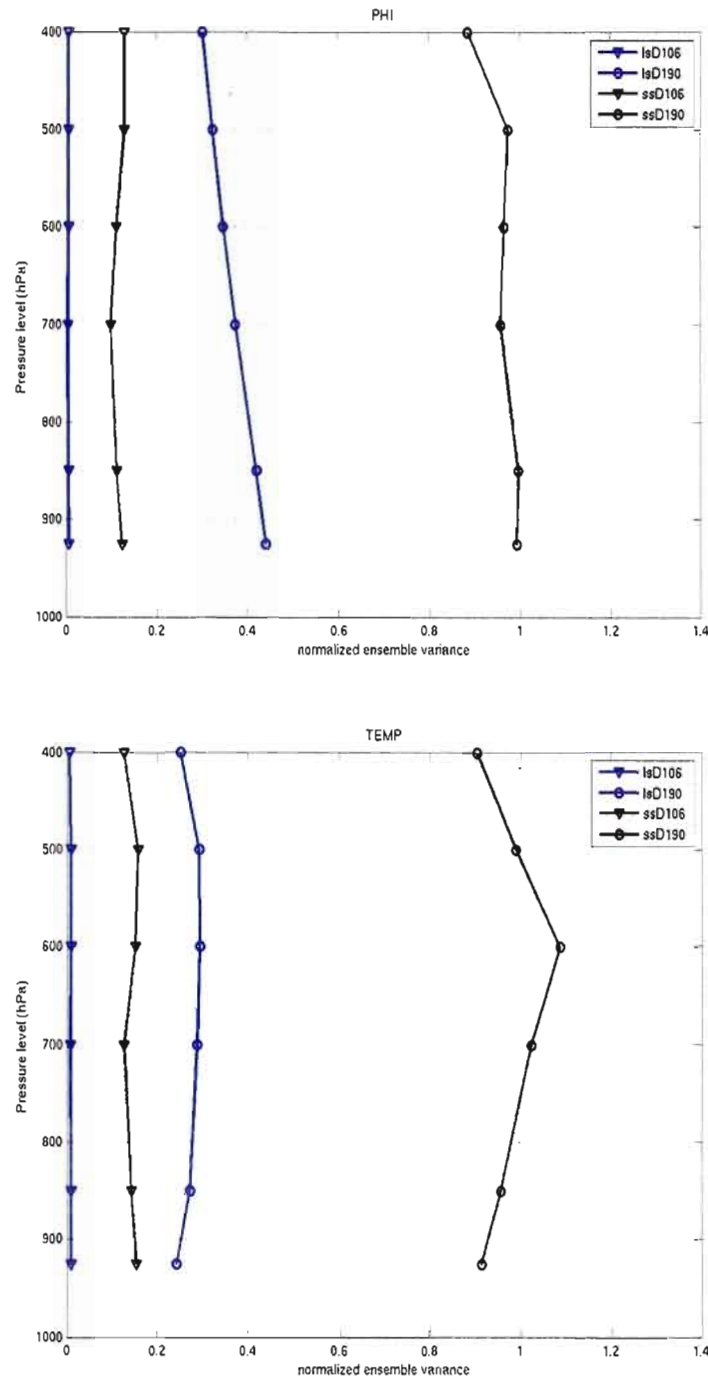


Figure 31 Ensemble variance normalized with respect to BB as a function of the pressure level for small- and large-scale features of the geopotential height (PHI), temperature (TEMP), kinetic energy (KE) and relative humidity field (RHUM) calculated for the LB of 106 by 106 grid-points (D106) and of 190 by 190 grid-points (D190)

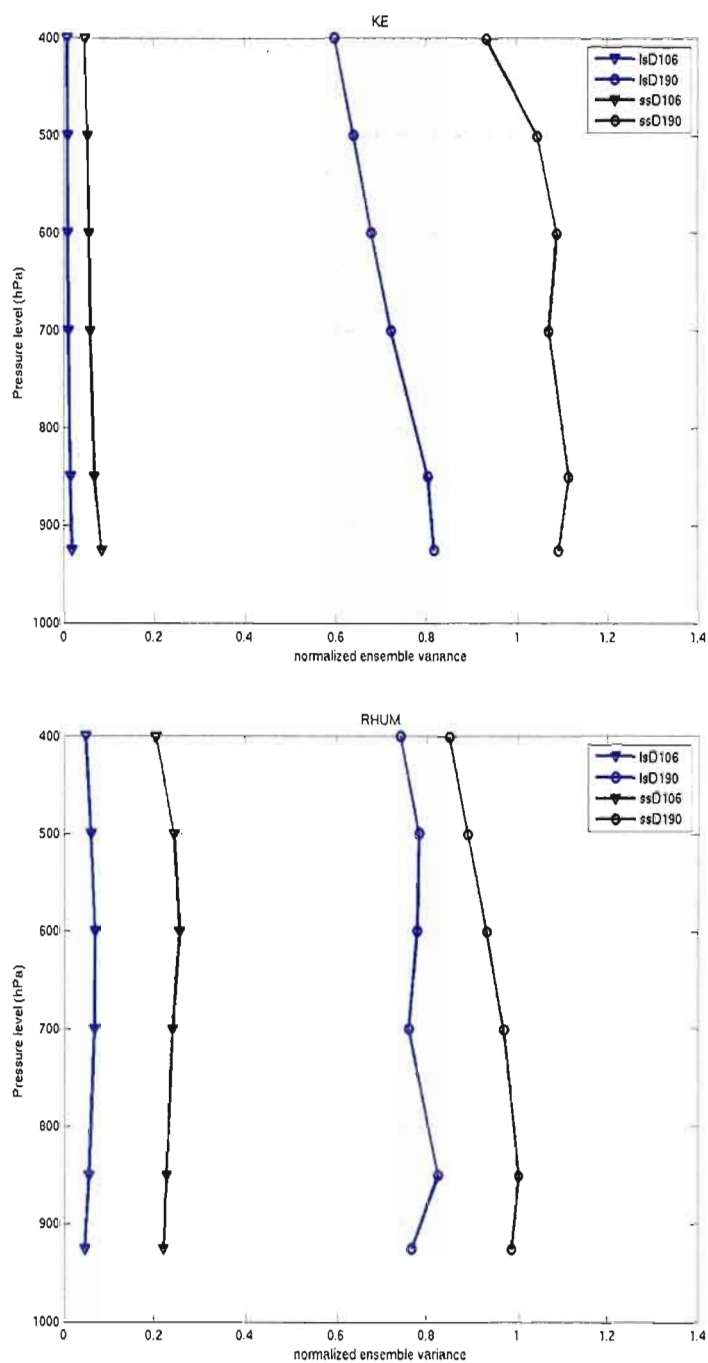


Figure 31 (Continued)

CONCLUSION

L'objectif de cette étude était l'évaluation de la variabilité interne du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) sur une région caractérisée par une grande variabilité naturelle, ainsi que l'étude de la dépendance de la solution à la taille du domaine d'intégration. À cette fin, l'approche « Big-Brother Experiment » (BBE) a été utilisée. Une simulation de haute résolution appelée Grand-Frère (GF) (anglais, «Big-Brother» (BB)) a été exécutée sur un grand domaine. Cette simulation a été filtrée par l'application d'un filtre passe-bas « Discrete Cosine Transform » (DCT) afin de reproduire la résolution d'un modèle mondial du climat. Le résultat de cette manipulation a servi pour piloter des simulations sur deux domaines de plus petites tailles situés à l'intérieur du celui du BB. Un ensemble de vingt simulations pour les deux Petits-Frères (PF) (LB, pour « Little-Brother »), avec différentes tailles du domaine de 106 par 106 et 190 par 190 points de grille ont été exécutées. La seule différence entre les membres dans un ensemble a été le délai initial de 24 heures dans leurs conditions initiales respectives. Les analyses ont été effectuées sur un domaine commun à toutes les simulations couvrant le nord de l'Atlantique et sur une période commune de deux mois, septembre et octobre. La variabilité interne (VI) a été définie comme l'écart entre des membres d'un ensemble. La comparaison des résultats obtenus pour les différentes tailles de domaine donne les effets de sa réduction sur la solution. Une attention particulière a été donnée à l'étude des caractéristiques de la petite échelle correspondante à la valeur ajoutée du modèle.

L'analyse de la corrélation spatiale entre chaque membre d'ensemble et GF révèle que le contrôle par des CFL est plus fort pour le plus petit domaine que pour celui plus grand. L'étude de la grande échelle aux différents niveaux de pression pour différentes variables montre qu'aux niveaux plus élevés, la corrélation avec le GF est plus grande en raison d'un renforcement des vents avec l'altitude. La petite échelle par contre a généralement des coefficients de corrélation plus grands aux niveaux plus bas, sur les deux domaines de PF. Une meilleure régénération de la petite échelle plus proche de la surface est due à la topographie raide et aux forts contrastes de températures entre la mer et le continent. En outre, pour le plus petit PF, un déficit de la petite échelle a été noté dans la région

caractérisée par les vents les plus forts comme une conséquence du problème de « spin-up » spatial.

Les résultats montrant la corrélation temporelle en fonction de l'altitude et de la taille du domaine sont en accord avec les expériences antérieures (Leduc et Laprise, 2009): la corrélation est plus grande pour le plus petit domaine que pour celui plus grand, et elle est aussi plus grande pour la grande échelle que pour la petite. En accord avec des études précédentes, le rapport de la variance transitoire est plus grand pour le plus grand domaine, pour les petites et les grandes échelles. La valeur de la variance transitoire de la petite échelle diminue remarquablement avec l'altitude pour le petit PF, comme une conséquence de l'augmentation de l'amplitude du vent avec l'altitude.

À cause de la VI importante au-dessus du domaine plus grand, le rapport de la variance transitoire de la moyenne d'ensemble est fortement sous-estimé par rapport aux membres d'ensemble individuellement, tandis que la corrélation avec le GF est améliorée. C'est aussi vrai pour la petite échelle de la composante transitoire au-dessus du plus petit domaine.

L'évolution temporelle de la VI est très différente pour les deux tailles de domaine des PF. Pour le plus grand domaine, généralement, il s'agit d'une augmentation de la VI à partir du début vers la fin de la période d'évaluation, pour la petite comme la grande échelle, à l'exception de champ de précipitations. Pour le domaine plus petit, le maximum de la VI a été trouvé au cours des 10-20 premiers jours. Ensuite, l'amplitude de la VI notamment diminue pour atteindre des valeurs très proches de zéro. Un résultat très important représente la valeur de la VI plus grande que 2 pour la petite échelle des champs de précipitation et d'énergie cinétique pendant certaines périodes de l'intégration pour le plus grand domaine. C'indique que la solution devient indépendante des conditions prescrites aux frontières latérales. L'analyse plus précise montre que la VI de la petite échelle est préconditionnée par celle de la grande échelle; quand la VI de la petite échelle atteint la valeur de 2, la VI de la grande échelle est également très importante. Toutefois, la grande échelle reste contrainte par des CFL pendant toute la période d'intégration, tandis que la petite échelle a les périodes

d'indépendance des CFL. Cela implique que, même avec un ensemble très grand sur un grand domaine de l'intégration, IV pourrait avoir l'intensité bien élevée.

La distribution spatiale de la VI est aussi différente pour les domaines de tailles différentes. Pour le domaine plus grand la VI est moins importante aux bas niveaux avec des maximums dans les régions caractérisées par la haute topographie. En altitude la VI maximale a été trouvée dans la zone avec la plus importante variabilité naturelle (« storm tracks »). Pour le PF plus petit, l'amplitude de la VI est plus grande près de la surface avec des maximums sur les côtes du Groenland et dans le nord de la mer du Groenland.

L'intensité de la VI de la petite ainsi que de la grande échelle est presque invariante avec l'altitude, pour les LB sur le plus petit domaine. D'autre part, au-dessus du domaine plus grand, la VI diminue généralement avec l'altitude et cette réduction est particulièrement importante pour la grande échelle. Cela s'explique par le renforcement des vents avec l'altitude qui augmente le contrôle de CFL sur la solution.

5. References

Alexandru, A., R. de Elfa and R. Laprise, 2007: Internal variability in Regional Climate Downscaling at the seasonal scale. *Mon. Wea. Rev.*, **135** (9), 3221-3238.

Alexandru, A., R. de Elfa, R. Laprise, L. Separovic and S. Biner, 2008: Sensitivity Study of regional Climate Model Simulations to Large-Scale Nudging Parameters. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1666-1686.

Anthes, R. A., Y. H. Kuo, D. P. Baumhefner, R. M. Errico and T. W. Bettge, 1985: Predictability of Mesoscale Atmospheric Motions. *Advances in Geophysics*, **288**, Academic Press, 159-202.

Antic, S., R. Laprise, B. Denis and R. de Elfa, 2004: Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Climate Dyn.*, **23**, 473-493.

Arakawa, A., and V. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of UCLA General Circulation Model. *Methods in Computational Physics*, 17, Academic Press, 173-265.

Bergeron, G., R. Laprise and D. Caya, 1994: Formulation of the mesoscale compressible community (MC2) model, 165 pp.

Betchold P, Bazile E, Guichard F, Mascart P, Richard E (2001) A mass flux convection scheme for regional and global models. *Q J Roy Meteor Soc* **127**, 869-886

Castro, C. L., and R. A. Pielke, 2005: Dynamical Downscaling: Assessment of Value Retained and Added Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *J. Geophys. Res.*, **110**, 21 pp.

Caya, D., 1996: Le modèle régional de climat de l'UQAM. Thèse de Doctorat en Sciences de l'Environnement, Université du Québec à Montréal, 134 pp.

Caya, D., and S. Biner, 2004: Internal Variability of RCM Simulations Over an Annual Cycle. *Climate Dyn.*, **22**, 33-46.

Caya, D., and R. Laprise, 1999: A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 341-362.

Christensen, O. B., M. A. Gaertner, J. A. Prego and J. Polcher, 2001: Internal Variability of Regional Climate Models. *Climate Dyn.*, **17**, 875-887.

de Elía, R., R. Laprise and B. Denis, 2002: Forecasting skill limits of nested, limited-area models: A perfect-model approach. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2006-2023.

Davies, H. C., 1976: A Lateral Boundary Formulation for Multi-level Prediction Models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 405-418.

Denis, B., J. Côté and R. Laprise, 2002a: Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using discrete cosine transform (DCT), *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1812-1829.

Denis, B., R. Laprise, D. Caya and J. Côté, 2002b: Downscaling ability of one-way nested regional climate models: The Big-Brother experiment. *Climate Dyn.*, **18**, 627-646.

Denis, B., R. Laprise and D. Caya, 2003: Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dyn.*, **20**, 107-126.

Diaconescu, E. P., R. Laprise and L. Sushama, 2007: The impact of lateral boundary data errors on the simulated climate of a nested regional climate model. *Climate Dyn.*, **28**(4), 333-350.

Dimitrijevic, M., and R. Laprise, 2005: Validation of the nesting technique in a RCM and sensitivity tests to the resolution of the lateral boundary conditions during summer. *Climate Dyn.* **25**, 555-580.

Gal-Chen, T., and R. C. J. Somerville, 1975: On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of the Navier-Stokes Equations. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209-228.

Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.

Giorgi, F., and G. T. Bates, 1989: The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2325-2347.

Giorgi, F., and X. Bi, 2000: A study of Internal Variability of a Regional Climate Model, *J. Geophys. Res.*, **105**, D24, 29503-29521.

Giorgi, F., and L. O. Mearns, 1999: Introduction to special section: Regional Climate Modeling Revisited. *J. Geophys. Res.*, **104**, D6, 6335-6352.

Jones, R. G., J. M. Murphy and M. Noguer, 1995: Simulation of climate changes over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 1413-1449.

Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.

Kølzow, M., T. Iversen and J. E. Haugen, 2008: Extended Big-Brother Experiments: the role of lateral boundary data quality and size of integration domain in regional climate modeling. *Tellus*, **60A**, 398-410.

Laprise, R., D. Caya, G. Bergeron and M. Giguère, 1997: The formulation of André Robert MC2 (Mesoscale Compressible Community) model. The André J. Robert Memorial Volume (C. Lin, R. Laprise and H. Ritchie, Eds.), companion volume to *Atmosphere-Ocean*, **35**, 195-220.

Laprise, R., D. Caya, M. Giguère, G. Bergeron, H. Côté, J.-P. Blanchet, G. J. Boer and N. A. McFarlane, 1998: Climate and climate change in Western Canada as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Atmos.-Ocean*, **36**, 119-167.

Laprise, R., 2008: Regional climate modeling. *J. Comp. Phys.*, **227** (7), 3641-3666.

Laprise, R., M. R. Varma, B. Denis, D. Caya and I. Zawadzki, 2000: Predictability of a Nested Limited-Area Model. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4149-4154.

Laprise, R., R. de Elía, D. Caya, S. Biner, Ph. Lucas-Picher, E. P. Diaconescu, M. Leduc, A. Alexandru and L. Separovic, 2008: Challenging some tenets of Regional Climate Modelling. *Meteor. Atmos. Phys.* 100, Special Issue on Regional Climate Studies, 3-22 (DOI 10.1007/s00703-008-0292-9).

Leduc, M., and R. Laprise, 2009: Regional Climate model sensitivity to domain size. *Climate Dyn.*, **32**, 833-854.

Lorenz, E. N., 1969: The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus*, **21**, 289-307.

McFarlane, N. A., G. J. Boer, J.-P. Blanchet and M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and its equilibrium climate. *J. Climate*, **5**, 1013-1044.

McGregor, J. L., 1997: Regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **63**, 105-117.

Miguez-Macho, G., G. L. Stenchikov and A. Robock, 2004: Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate simulations. *J. Geophys. Res.*, **109** (D13), D13104, 10.1029/2003JD004495.

Paquin, D., and D. Caya, 2000: New convection scheme in the Canadian Regional Climate Model. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, edited by H. Ritchie, WMO/TD - No. 987, Report No. 30, 7.14-7.15.

Rinke, A., and K. Dethloff, 2000: On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions, *Climate Res.*, **14**(2), 101-113.

Rinke, A., P. Marbaix and K. Dethloff, 2004: Internal variability in Arctic regional climate simulations: case study for the SHEBA year, *Climate Res.*, **27**, 197-209.

Rinke, A., K. Dethloff, J. J. Cassano, J. H. Christensen, J. A. Curry, P. Du, E. Girard, J.-E. Haugen, D. Jacob, C. G. Jones, M. Kølzow, R. Laprise, A. H. Lynch, S. Pfeifer, M.C. Sarreze, M. J. Shaw, M. Tjernström, K. Wyse, M. Zagar, 2006: evaluation of an ensemble of Arctic regional climate models: spatiotemporal fields during the SHEBA year. *Climate Dyn.*, DOI 10. 1007/s00382-005-0095-3.

Robert, A., 1966: The integration of a low order spectral form of the primitive meteorological equations. *J. Meteor. Soc. Japan*, Ser. **2**, **44**, 237-245.

Robert, A., T. L. Yee and H. Ritchie, 1985: A semi-Lagrangian and semi-implicit numerical integration scheme for multilevel atmospheric models. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 388-394.

Robert A. and Yakimiw E., 1986: Identification and elimination of an inflow boundary computational solution in limited area model integration. *Atmos.-Ocean*, **24**: 369-385.

Separovic, L., R. de Elía, and R. Laprise, 2008: Reproducible and Irreproducible Components in Ensemble Simulations with a Regional Climate Model. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4942-4961.

Serreze M. C., A. H. Lynch, and M. P. Clark, 2001: The Arctic frontal zone as seen in the NCEP-NCAR reanalysis. *J. Climate*, **14**, 1550-1567.

Seth, A. and F. Giorgi, 1998: The Effects of Domain Choice on Summer Precipitation Simulation and Sensitivity in a Regional Climate Model. *J. Climate*, **11**, 2698-2712.

Seth, A. and M. Rojas, 2003: Simulation and Sensitivity in a Nested Modeling System for South America. Part I: Reanalyses Boundary Forcing. *J. Climate*, **16**, 2437-2453.

Tanguay, M., A. Robert and R. Laprise, 1990: A semi-implicit semi-Lagrangian fully compressible regional forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1970-1980.

von Storch, H., 2005a: Models of global and regional climate. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, M. G. Anderson Ed., Vol. 3, *Meteorology and Climatology*, Chapter 32, ISBN: 0471-49103-9, P 478-490 DOI: 10.1002/0470848944.hsa03S.

von Storch, H., 2005b: Conceptual basis and application of regional climate modeling, 26-27, in: L. Barring, R. Laprise (Eds.), *High-resolution Climate Modelling: Assessment, Added Value and Applications Extended Abstracts of a WMO/WCRP-sponsored Regional-scale Climate Modelling Workshop, 29 March - 2 April 2004, Lund (Sweden), Lund University, Electronic Reports in Physical Geography*, 132 pp. (<http://www.nateko.lu.se/ELibrary/Lerpg/S/LerpgSArticle.pdD>).

Vukicevic, T., and R. M. Errico, 1990: The Influence of Artificial and Physical Factors upon Predictability Estimates Using a Complex Limited-Area Model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1460-1482.

Weisse, R., H. Heyen and H. von Storch, 2000: Sensitivity of a Regional Atmospheric Model to a Sea State-Dependent Roughness and the Need for Ensemble Calculations. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3631-3643.

Yakimiw, E., and A. Robert, 1990: Validation experiments for a nested grid-point regional forecast model. *Atmos.-Ocean*, **28**, 466-472.

Zhang, X., J.E. Walsh, J. Zhang, U.S. Bhatt, and M. Ikeda, 2004: Climatology and Interannual Variability of Arctic Cyclone Activity: 1948–2002. *J. Climate*, **17**, 2300–2317.